GE
N48
1922
Bd 1
NH

Neues Jahrbuch

für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn — **A. Bergeat**, in Kiel — **E. Hennig**, in Tübingen — **J. F. Pompeckj**, in Berlin

Jahrgang 1922

I. Band

Mit 1 Tafel und 25 Textfiguren

SMITHSONIAN INSTITUTION
273134
U. S. NATIONAL MUSEUM

STUTTGART 1922
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele)

Alle Rechte, auch das der Übersetzung, vorbehalten.

Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

Inhalt.

I. Abhandlungen.

Seite

Koller, Paul: Sphen aus dem Binnental. (Mit 4 Textfiguren.) 1

Wurm, A.: Zur Geologie von Ostmazedonien. (Mit 1 Kartenskizze [Taf. I] und 7 Textfiguren.) . . . 21

Želízko, J. V.: Neues zur diluvialen Fauna von Wolin in Südböhmen. (Mit 3 Textfiguren.) 53

II. Referate.

Alphabetisches Verzeichnis der referierten Abhandlungen.

(Diejenigen Titel, die am Schlusse mit einem **(L)** versehen sind, bedeuten die zunächst nur als Literatur aufgeführten, noch nicht referierten Arbeiten.)

Adolf, M., M. Pulfrich und G. Linck: Ueber die Darstellung des Dolomits und die Dolomite des Röt in der Umgebung von Jena **(L)** . . . . . -178-

Almagià, Rob.: Tracce glaciali nelle montagne dell' Albania . -109-

Amadori, M.: Untersuchungen über die Gruppe des Pyromorphits -166-

Aminoff, G.: Kalkspatkristaller med buktiga ytor . . . . . -153-

— Kristallographische Studien an Calcit und Baryt von Långbanshyttan . . . . . -153-

— Röntgenographische Beobachtungen an Parisit und Synchysit . -276-

Ampferer, Otto: Ueber die Bohrung von Rum bei Hall i. T. und quartäre Verbiegungen der Alpentäler . . . . . -372-

Andrée, K.: Ueber Sedimentbildung am Meeresboden. 1. und 2. Forts. . . . . -202-

Arbenz, P.: Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung der Alpen **(L)** . . . . . -105- -200-

Arber, E. A. Newell: A Preliminary Note on the Fossil Plants of the Mount Pott Beds, New Zealand, Collected by Mr. D. G. Lillie, Biologist to Captain Scott's Antarctic Expedition in the „Terra Nova“ . . . . . -241-

Argand, E.: Compte-rendu de l'excursion de la Société géologique suisse à Zermatt les 16, 17 et 18 septembre 1915 . . . . . -94-

Arldt, Th.: Handbuch der Paläogeographie . . . . . -351-

Arndt, Heinrich, Otto M. Reis und Adolf Schwager†: Uebersicht der Mineralien und Gesteine der Rheinpfalz . . . . . -24-

Seite

Arrhenius, S.: Klimatiska ändringar **(L)** . . . . . -346-
Artemiew, D. N.: La methode de la cristallisation des boules en application pour les études de la forme et de la structure interne des cristaux **(L)** . . . . . -3-
Ascher, F. H.: Der kristallinische Magnesit bei St. Martin a. d. Salza, am Fuße des Grimming in Steiermark . . . . . -176-
Auerbach, Rudolf: Ueber Polychromie des kolloiden Schwefels **(L)** -144-
Bagg, Rufus M.: The foraminifera of the Bonaventura cherts of Gaspé . . . . . -391-
Bagnall, R. S.: On Stenurothrips succineus gen. et n. sp., an interesting tertiary Thysanopteron . . . . . -128-
Ballerstedt, M.: Dinosaurierfährten im Wealdensandstein des Harrl bei Bückeburg und eine zurzeit freiliegende Spur eines „vierfüßigen" plumpen Dinosauriers **(L)** . . . . . -254-
Baretti, A.: Contributo allo studio delle Siphoneae Verticillatae del calcare di Villanova-Mondovi . . . . . -399-
Barrell, J.: Relations of Subjacent Igneous Invasion to Regional Metamorphism **(L)** . . . . . -183-
Bastin, E. S.: Significant mineralogical relations in silver ores of Cobalt, Ontario . . . . . -38-
Bastin, E. S. and F. B. Laney: The genesis of the ores at Tonopah, Nevada . . . . . -179-
Bauer, Cl. M.: Stratigraphy of a part of the Chaco river valley. Contributions to the geology and palaeontology of San Juan County, New Mexico. . . . . -372-
Beck, Paul (Thun): Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland . . . . . -388-
Becker, K., R. O. Herzog, W. Jancke und M. Polenyi: Ueber Methoden zur Ordnung von Kristallelementen **(L)** . . . . . -273-
Benedicks, Carl: Ueber natürliches und synthetisches Meteoreisen und seine Elektrizitätsleitung . . . . . -181-
Benson, W. N.: Die Entstehung des Serpentins, historisch-vergleichende Studien . . . . . -186-
Berek, Max: Ueber den senkrechten Durchgang linear polarisierter ebener Wellen durch planparallele Platten durchsichtiger inaktiver Kristalle **(L)** . . . . . -142-
Berg, G.: Neue Beiträge zur Kenntnis der Arsenkieslagerstätte von Rothenzechau . . . . . -339-
— Stylolithbildung in zwei zueinander senkrechten Richtungen . -205-
— Ueber einen Fall kontaktmetasomatischer Umwandlung eines Ankeritganges im südlichen Norwegen . . . . . -340-
Bernauer, F.: Die Phosphorite des Lias von Deutsch-Lothringen **(L)** -201-
Berry, E. W.: A Potamogeton from the Upper Cretaceous . . . -406-
— A Pseudocycas from British Columbia . . . . . -406-
Berz, K. C.: Untersuchungen über Glaukonit **(L)** . . . . . -201-
Beyschlag, Franz: Die niederschlesische Kupferformation . . . -368-
Biehl, K.: Beiträge zur Kenntnis der Mineralien der Erzlagerstätten von Tsumeb . . . . . -317-
Blackwelder, E.: Characteristics of continental clastics and chemical deposits **(L)** . . . . . -201-
Blanck, E.: Ein Beitrag zur Kenntnis arktischer Böden, insbesondere Spitzbergens . . . . . -343-
— Ueber die chemische Zusammensetzung des nach der Schlämmmethode von Ätterberg erhaltenen Tons . . . . . -345-
Blanckenhorn, M.: Das Danien in Palästina mit der Leitform Pecten obrutus Conr. (= P. farafrensis Zitt. = Mayer-Eymari Newt.) . . . . . -370-

Seite

Blatchford, T.: The gold belt south of Southern Cross, W. Austral. (L) . . . . . -251-
Böhm, Joh.: Aporrhais requieniana Wzttl., non d'Orb. . . . . -123-
Böhm von Böhmersheim, A.: Bekannte und neue Arten natürlicher Gesteinsglättung (L) . . . . . -200-
Bonney, T. G.: Foliation and metamorphism ire rocks (L) . . -210-
Born, M.: Die elektromagnetische Masse der Kristalle . . . . . -6-
— Ueber die Maxwell'sche Beziehung zwischen Brechungsindex und Dielektrizitätskonstante und über eine Methode zur Bestimmung der Ionenladung in Kristallen . . . . . -6-
Born, M. und O. Stern: Ueber die Oberflächenenergie der Kristalle und ihren Einfluß auf die Kristallgestalt . . . . . -137-
Boulenger, G. A.: The helodermatid Lizards of the upper Eocene of France (L) . . . . . -257-
Bowen, N. L.: Crystallization-Differentiation in Igneous Masses . -75-
— Deformation of crystallizing magma (L) . . . . . -45-
— Die Natron-Kali-Nepheline . . . . . -298-
— Diffusion in silicate melts (L) . . . . . -183-
Bragg, W. L.: The cristalline structure of Zinc oxide . . . . . -5-
Braly, A.: Détermination et étude des minerais. Nouveau procédé permettant de recueiller et de caractériser les enduits produits au chalumeau (L) . . . . . -23-
Brauns, Reinhard: Die Mineralien der Niederrheinischen Vulkangebiete mit besonderer Berücksichtigung ihrer Bildung und Umbildung (L) . . . . . -273-
Bridgman, P. W.: Beziehungen zwischen Streß- und Spannungskräften in Kristallzylindern . . . . . -9-
Broili, F.: Ctenochasma gracile Oppel . . . . . -257-
Broom, R.: On some new therocephalian Reptiles from the Karroo beds of South Africa (L) . . . . . -133-
Brown, B.: Tyrannosaurus, the largest flesh-eating animal that ever lived . . . . . -135-
Bube, K.: Ueber Montanwachs (L) . . . . . -209-
Bucher, W. H.: On Oölites and Spherulites . . . . . -205-
Buckman, S. S.: The Brachiopoda of the Namyau beds, Northern Shan States, Burma (L) . . . . . -121-
Buttgenbach, H.: Les Minéraux du Massif de Slata (Tunisie) -168-
Buxtorf, A.: Bericht über den Besuch des Hauenstein-Basistunnels durch die Schweizerische geologische Gesellschaft am 13. Dezember 1913 . . . . . -82-
— Ueber das mutmaßliche Vorhandensein jung-cretacischer oder alteocäner Störungen (Verwerfungen) in den helvetischen Kalkalpen . . . . . -89-
Buxtorf, A. und R. Koch: Zur Frage der Pliocänbildungen im nordschweizerischen Juragebirge . . . . . -79-
Buxtorf, A. und E. Lehner: Rheintalische Brüche in der Monterrible-Kette und im Clos du Doubs . . . . . -81-
Canac, F.: Détermination de l'orientation des rangées et des plans réticulaires d'un cristal . . . . . -275-
— Détermination des axes de symétrie d'un cristal cubique . . -275-
— Détermination des paramètres d'un cristal par les rayons X . -276-
— Procédés d'étude des cristaux par les rayons X (L) . . . . . -277-
Canaval, R.: Das Vorkommen silberhaltiger Bleierze am Calesberg (Monte Calisio) bei Trient . . . . . -336-
Carpenter, H. C. H. and Miß C. F. Elam: Crystal growth and recrystallisation in Metals (L) . . . . . -3-
Carruthers, R. G.: Remarkable carboniferous coral . . . . . -117-

Seite

Cesáro, G.: Periclasia artificiale. Genesi probabile della periclasia del Somma . . . . . -309-
Chaney, R. W.: A Fossil Flora from the Puenta Formation of the Monterey Group . . . . . -406-
Chapman, F. and R. Etheridge: Paleontological Contributions to the Geology of Western Australia (6.) No. 11 and 12 **(L)** . . . . . -251-
Chevenard, P.: Unregelmäßigkeit der Längenausdehnung, die magnetische Umwandlung des Pyrrhotins und Magnetits begleitend **(L)** . . . . . -278-
Chlopin, W.: Bor und seine Verbindungen **(L)** . . . . . -41-
Christ, Peter: Geologische Beschreibung des Klippengebietes Stanserhorn—Arvigrat am Vierwaldstättersee . . . . . -89-
Clarke, F. W.: Analyses of Rocks and Minerals from the Laboratory of the U. St. Geol. Surv. 1880—1914 **(L)** . . . . . -44-
— Die Konstitution von Melilith und Gehlenit . . . . . -283-
Clarke, F. W. and W. C. Wheeler: The inorganic constituents of echinoderms **(L)** . . . . . -201-
Cloos, H.: Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen. Neue Untersuchungen im Grenzgebiete der Gebirgsbildung **(L)** -45-
Coblentz, W. W.: Infra-red transmission and refraction data on standard lens and prism material **(L)** . . . . . -278-
— Photoelectric sensitivity of bismuthinite and various other substances **(L)** . . . . . -278-
— Positive and negative photoelectric properties of molybdenite and several other substances **(L)** . . . . . -278-
Coblentz, W. C. und H. Kahler: Einige optische und photoelektrische Eigenschaften des Molybdänits . . . . . -8-
— Die spektrale photoelektrische Empfindlichkeit des Molybdänits als Funktion der angelegten Spannung **(L)** . . . . . -8-
Cockerell, T. D. A.: Some fossil fish scales from Peru . . . . -129-
Cole, C. A.: The rhythmic deposition of flint . . . . . -207-
Coleman, A. P.: Paleobotany and the Earth's Early History . -404-
Cotton, C. A.: Conditions of Deposition on the Continental Shelf and Slope . . . . . -204-
— On the Relations of the Great Marlborough Conglomerate to the underlying Formations in the Middle Clarence Valley, New Zealand . . . . . -223-
— Some geophysical observations at Burrinjuck **(L)** . . . . . -251-
— The Structure and Later Geological History of New Zealand -242-
Creutzburg, N.: Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet . . -376-
Cross, W.: Ueber gewisse Gesichtspunkte in der petrographischen Klassifikation . . . . . -63-
Cushman, Jos. Aug.: Some pliocene and miocene foraminifera of the coastal plain of the United States . . . . . -390-
Daly, R. A.: Genesis of the Alkaline Rocks . . . . . -64-
Davey, Wheeler P. and Frances G. Wick: The Crystal Structure of Two Rare Halogen Salts (Cs Cl, Tl Cl) **(L)** . . . . . -277-
Davies, G. M.: Chromite in Beer stone **(L)** . . . . . -201-
Davis, N. B.: Metal oxide and sulphide impregnation of Fire-brick -40-
Davis, Bergen and W. M. Stempel: An experimental study of the reflection of X-rays from calcite **(L)** . . . . . -277-
— The Reflection of X-Rays from Calcite **(L)** . . . . . -277-
Dedijer: Traces glaciaires en Albanie et en Nouvelle Serbie . . -108-
Deecke, W.: Ueber die Lage der Versteinerungen im Gestein **(L)** -200-
— Vier Kapitel aus der petrographischen Geologie **(L)** . . . . -200-
— Die Herkunft der west- und süddeutschen Sedimente **(L)** . . -200-

Seite

De Loys, Fr.: Sur la présence de la Mylonite dans le Massif de la Dent du Midi . . . . . -97-
Dershem, Elmer and C. T. Dosier: The Concentration of Monochromatic X-Rays by Cristal Reflection **(L)** . . . . . -277-
Desch, Cecil H.: Die Wirkung der Oberflächenspannung auf die kristallinische Form . . . . . -138-
Dickinson, Roscoe G.: Die Kristallstruktur des Wulfenits und Scheelits . . . . . -6-
Diener, C.: The Anthracolithic faunae of Kashmir, Kanaur and Spiti . . . . . -361-
Doelter, C.: Neue Untersuchungen über die Farbenveränderungen von Mineralien durch Strahlungen . . . . . -143-
Dolmage, V.: The copper silver veins of the Telkwa District, British Columbia . . . . . -39-
Dolman, C. D.: Die Geologie des Magnesits, die aus demselben hergestellten Produkte und ihre Anwendung **(L)** . . . . . -178-
Douvillé, H.: Le Crétacé et l'Éocène du Tibet central . . . -210-
Dubois, Eug.: De proto-Australische fossile Mensch van Wadjak (Java) . . . . . -264-
— The Proto-Australian fossil Man of Wadjak, Java . . . . . -264-
Dunbar, Carl O.: Rensselaerina, a new genus of lower devonian brachiopods . . . . . -120-
Duparc, Louis: Contribution à l'analyse des silicates naturels **(L)** -301-
Dwoitschenko, P.: Die Mineralien der Krim **(L)** . . . . . -34-
Eastman, Ch. R.: Fossil fishes in the collection of the United States National Museum . . . . . -131-
Efremow, N.: Kristallisation und Struktur organischer fester Lösungen **(L)** . . . . . -23-
Ehlers, G. M.: Heterolasma foerstei, a new genus and species of Tetracoralla . . . . . -117-
Ehringhaus, A.: Das Mikroskop, seine wissenschaftlichen Grundlagen und seine Anwendung **(L)** . . . . . -1-
Erdmannsdörffer, O. H.: Mechanische Probleme bei der Bildung kristalliner Schiefer **(L)** . . . . . -210-
Erdtman, G.: Two new species of mesozoic Equisetales . . . . -405-
Etheridge jun., R.: Further additions to the coral fauna of the devonian and silurian of New South Wales . . . . . -119-
— Reptilian notes. 1. Identity of Megalania (Varanus) prisca Owen with Notiosaurus dentulatus Owen. 2. Megalania prisca, a cave fossil from the Wellington cave Reserve. 3. An opalized reptilian dentary from Lightening Ridge, Walgett, of cretaceous age, described as Crocodilus (? Bothosaurus) selaslophensis **(L)** . . . . . -257-
Evans, J. W.: The correlation of the Devonian Rocks of North Devon with those of other localities . . . . . -360-
Faucon und Animat: Ueber die bathonischen Dolomite von Mourèze (Hérault) **(L)** . . . . . -178-
— Ueber die devonischen Dolomite von Villeneuvette (Hérault) **(L)** -178-
— Ueber die dichten Dolomite von Saint-Barthélémy (Hérault) **(L)** -178-
Ferguson, J. B. und A. F. Buddington: Das Zweistoffsystem Åkermanit-Gehlenit . . . . . -281-
Ferguson, J. B. und H. E. Merwin: Das Dreistoffsystem $CaO—MgO—SiO_2$ . . . . . -288-
Fersmann, A. E.: Verzeichnis der wissenschaftlichen Arbeiten von W. J. Vernadsky **(L)** . . . . . -1-
— Zur Mineralogie des Carbon von Borowitschi **(L)** . . . . . -34-
Flink, Gust.: Bidrag till Sveriges mineralogi. IV. . . . . -26-

Seite

Flink, G.: Pyrobelonit, ein neues Blei-Mangan-Vanadat von Långbanshyttan . . . . . -35-
— Trigonit und Dixenit, zwei neue Mineralien von Långbanshyttan -301-
Ford, W. E.: Neue Mineralien . . . . . -34-
— Studies in the calcite group . . . . . -157-
Forsaith, C. C.: A Report on some Allocthonous Peat Deposits of Florida . . . . . -406-
Fossa-Mancini, E.: Sifonee verticillate triassiche e liassiche dell' Appennino umbro-marchigiano . . . . . -271-
Freeman, O. W.: Oelfelder in Zentralmontana **(L)** . . . . . -209-
Freyberg, B. von: Die Zechsteintransgression in Thüringen und die Eindampfung der Zeichsteinsalze . . . . . -366-
Fritel, P. H.: Sur la présence des genres Gangamopteris M'Coy. et Schizoneura Schimp. et Moug., dans les grès de l'Ankazomanga (Madagascar) . . . . . -405-
— Sur la présence des genres Phragmites Trin. et Nephrodium L.-C. Rich., dans les argiles pleistocènes de Benenitra (Madagascar) . . . . . -405-
Fuchs-Brauns: Anleitung zum Bestimmen der Mineralien von C. W. C. Fuchs **(L)** . . . . . -1-
Gagel, C.: Beobachtungen über einige Wolframitlagerstätten im südöstlichen Portugal . . . . . -336-
Gams, H.: Uebersicht der organogenen Sedimente nach biologischen Gesichtspunkten **(L)** . . . . . -200-
Gaubert, Paul: Sur les indices de réfraction des carbonates rhomboédriques . . . . . -157-
Gerber, Ed.: Rhätfossilien aus den Zwischenbildungen von Trachselhausen im Lauterbrunnental . . . . . -94-
Gerth, H.: Ueber die Entwicklung des Septalapparates bei den paläozoischen Rugosen und bei lebenden Korallen . . . . . -393-
Gilmore, Ch. W.: A new restoration of Stegosaurus . . . . . -255-
— A newly mounted skeleton of the armored Dinosaur Stegosaurus stenops in the United States National Museum . . . -255-
— A new restoration of Triceratops, with notes on the osteology of the genus . . . . . -256-
— On the fore limb of Allosaurus fragilis . . . . . -136-
Glatzel, Emanuel: Ueber einen kristallinischen Normaldolomit von der Kneifelspitze bei Berchtesgaden in Bayern **(L)** . . . -178-
Goebel: Eine geologische Kartierung des mazedonisch-albanischen Grenzgebietes beiderseits des Ohrida-Sees . . . . . -109-
Goldschmidt, V. M.: Metasomatosen i silikatbergarter. Vorläufiger Bericht auf der II. Skand. Geologenvers. in Stockholm **(L)** -210-
Goodrich, E. S.: Classification of the Reptilia **(L)** . . . . . -132-
Gordon, C. H.: On the Nature and Origin of the Stylolitic Structure in Tennessee Marble . . . . . -205-
Grabau, A. W.: Problems of the interpretation of sedimentary rocks **(L)** . . . . . -201-
Grabau, A. W. and M. O. Connel: Were the graptolite shales, asa rule, deep or shallow water deposits? **(L)** . . . . . -201-
Granigg, B.: Zur Anwendung metallographischer Methoden auf die mikroskopische Untersuchung von Erzlagerstätten. V. Ueber einige Mikrostrukturen von Erzen der „Kieslager" . . . . . -314-
— Zur Anwendung metallographischer Methoden auf die mikroskopische Untersuchung von Erzlagerstätten. VI. Ueber die Titanomagnetite von Smålands Taberg (Schweden) . . . . . -315-
Gregory, W. K.: Facts and theories of evolution with special reference to the origin of man **(L)** . . . . . -266-

Seite

Gregory, W. K.: Report of the committee of nomenclature of the cranial bones in the permian Tetrapoda, with Appendix by R. Broom (L) . . . . . -132-
Grout, F. F.: A Form of Multiple Rock Diagrams . . . . . -190-
— A Type of Igneous Differentiation . . . . . -70-
— Internal Structures of Igneous Rocks; their Significance and Origin; with Special Reference to the Duluth Gabbro . . . . -68-
— Movements in crystallizing magma (L) . . . . . -44-
— Two-Phase Convection in Igneous Magmas . . . . . -69-
Gudden, B. und R. Pohl: Ueber die lichtelektrische Leitfähigkeit von Diamanten (L) . . . . . -144-
— Zur Kenntnis des Sidotblendenphosphors (L) . . . . . -11-
Gutzwiller, A.: Uebersicht über die Tertiärbildungen in der Umgebung von Basel auf dem Gebiet der Blätter 1, 2, 7, 8 und 10 der Karte 1:25 000 . . . . . -82-
Harper, L. F.: Evidence of uplift on the coast of New South Wales, Australia (L) . . . . . -251-
Hartmann, Ed.: Kurze Mitteilung über Ueberschiebungen auf Niederländisch-Timor . . . . . -222-
Haughton, S. H.: A new Dinosaur from the Stormberg beds of South Africa . . . . . -136-
Hedin, Sven: Southern Tibet. Discoveries in former times compared with my own researches in 1906—1908 . . . . . -211-
Heide, F.: Die Meteoritensammlung der Technischen Hochschule zu Braunschweig . . . . . -180-
— Sachsens Meteoriten . . . . . -180-
Heim, Albert: Die Juramulde von Fernigen . . . . . -95-
Heim, Arnold: Der Kontakt von Erstfeldergneis und Trias am Scheidnössli . . . . . -95-
— Die Transgressionen der Trias und des Jura in den nördlichen Schweizeralpen . . . . . -93-
— Zur Tektonik des Aubrig . . . . . -87-
Henglein, M.: Die deutschen Oelschiefervorkommen (L) . . . . -209-
— Dioptas- und Planchéitlagerstätten aus der Umgegend von Guchab im Otavigebirge, Südwestafrika . . . . . -315-
Henny, Gerhard: Sur les conséquences de la rectification de la limite alpino-dinariques dans les environs du massif de l'Adamello . . . . . -95-
Heß, Fr. L.: Taktit, das Produkt der Kontaktmetamorphose . . -340-
Hofmann-Degen, Kurt: Ueber die Schlacke der Clausthaler Silberhütte, eine Eisenfrischschlacke von Bochum und eine neue Silikatfamilie vom Typus $R_3Si_2O_7$ . . . . . -279-
Holmes, A.: A mineralogical classification of igneous rocks (L) -44-
Holmquist, P. J.: Typen und Nomenklatur der Adergesteine (L) -183-
Holtedahl: On the Occurrence of Structures like Walcott's Algonkian Algae in the Permian of England . . . . . -407-
Honda, Kôtarô und Junzô Okubo: Ferromagnetische Substanzen und Kristalle im Lichte von Ewing's Theorie des molekularen Magnetismus (L) . . . . . -139-
Howchin, W.: The geology of South Australia (L) . . . . . -251-
Howe, E.: Sulphide-bearing rocks from Litchfield, Conn. . . . . -39-
Huene, F. v.: Coelurosaurier-Reste aus dem obersten Keuper von Halberstadt (L) . . . . . -136-
— Sclerosaurus und seine Beziehungen zu anderen Cotylosauriern und zu den Schildkröten . . . . . -133-
— Stammesgeschichtliche Ergebnisse einiger Untersuchungen an Trias-Reptilien (L) . . . . . -132-

Seite

Hugi, E.: Kontaktschollen im Gneis des oberen Lauterbrunnentales -97-
Hull, Albert W.: The Crystal Structure of Carborundum (L) . . -277-
— X-Ray crystal analysis of thirteen common metals (L) . . . -277-
Hull, Albert W. and Wheeler P. Davey: Graphical Determination of hexagonal and tetragonal crystal structures from X-Ray data (L) . . . . . -277-
Illing, V. C.: The search for subterranean „oil-pools" in the British Isles (L) . . . . . -209-
Ivanoff, L. L.: Zur Mineralogie Wolhyniens. III. (L) . . . . -34-
Jaeger, F. M.: Methoden und Resultate der physikalisch-chemischen Untersuchung bei hohen Temperaturen in den letzten fünfzehn Jahren (L) . . . . . -273-
— Some Remains concerning the Röntgenograms obtained by means of Mica-Piles compused by grossed Lamellae (L) . . . . . -277-
Jakowlew, N. N.: A contribution to the study of the primary factors in the evolution of the vertebral column . . . . . -132-
— La faune triassique de vertébrés de la série de roches bigarrées des gouvernements de Vologda et de Kastroma . . . . . -128-
Jaworsky, E.: Ein Beitrag zur Kenntnis des untersten Doggers auf Taliabu (L) . . . . . -222-
Jeannet, Alphonse: Observations géologiques nouvelles dans le Jura bâlois soleurois . . . . . -82-
Jemiatschenky, P. A.: Kontakterscheinungen der Kristallisation (L) . . . . . -3-
Jenny, F.: Diluviale Schotter mit Moränenbedeckung am Eingang ins Sernftal (Glarus) . . . . . -87-
Johannsen, A.: A Planimeter method for the determination of the percentage compositions of rocks . . . . . -191-
— A quantitative mineralogical classification of igneous rocks-revised . . . . . -193-
— Suggestions for a quantitative mineralogical classification of igneous rocks . . . . . -193-
Johannsen, A. and E. A. Stephenson: On the accuracy of the Rosiwal method for the determination of the minerals in a rock -191-
Johnsen, A.: Korrelationen in der leblosen Natur (L) . . . . -137-
Johnston-Lavis, H. J.: Bibliography of the geology and eruptive phenomena of the more important volcanoes of southern Italy (L) -335-
Johnston, J., H. E. Merwin and E. D. Williamson: The several forms of Calcium-Carbonate . . . . . -145-
Kahler, H.: The Crystalline Struktur of Sputtered Metallic-Films (L) . . . . . -277-
Kalkowsky, Ernst: Mikroskopischer Cölestin im Röt von Jena als geologische Erscheinung (L) . . . . . -178- -201-
Karandejew, B.: Mikroprojektion im polarisierten Licht (L) . . -11-
— Ueber die Messung des Drehungsvermögens zweiachsiger Kristalle (L) . . . . . -11-
Katzer, Friedrich: Die fossilen Kohlen Bosniens und der Hercegovina -105-
Kay, G. F. and J. N. Pearce: The origin of gumbotil (L) . . -201-
Kettner, R.: Zur Stellung der Přibramer „Dürrerze" . . . . . -178-
Kindle, E. M.: Separation of salt from saline water and mud (L) -201-
— Diagnostic characteristics of marine clastics (L) . . . . . -201-
Kindle, F. M.: Inequalities of Sedimentation . . . . . -202-
— Notes on Sedimentation in the Makenzie River Basin . . . -202-
Kittl, E.: Das Magnesitlager Hohenburg zwischen Troifach und Oberdorf an der Lamming . . . . . -173-
— Ein neues Talklager auf der Hohenburg zwischen Oberdorf an der Lamming und Troifach . . . . . -173-

Seite
Kloučeк, C.: Le genre Bohemilla Barr. . . . . -127-
Koehne, W.: Alter und Entstehung der Gesteine der Lößgruppe in Oberbayern (L) . . . . . -200-
Koenig, Alfred E.: Einige Faktoren, welche die rhythmische Fällung beeinflussen (L) . . . . . -152-
Koenigsberger, J.: Zur Abtrennung des Erstfelder- vom Aarmassiv und ergänzende Beobachtungen im Aarmassiv . . . . -98-
Konstantionev, N. und W. Smirnow: Ueber Te-Sb-Legierungen (L) . . . . . -23-
Körmos, Th.: Die Felsnische Pilisszántó. Beiträge zur Geologie, Archäologie und Fauna der Postglazialzeit. Unter Mitwirkung von K. Lambrecht . . . . . -257-
Krotow, B.: Ueber die Fluoritlagerstätte beim Dorfe Lakly (L) -41-
Krusch, P.: Die Wolframit- und Zinnerzlagerstätten bei Schönfeld—Schlaggenwald, ein Beispiel des Erzgehalts anstehender Gänge und alter Halden im böhmischen Wolframit-Zinnerzgebiet -339-
— Ueber Adsorptions- und Adhäsionsmetasomatose und ihre Raumbildung . . . . . -40-
Kukuk, P.: Bemerkenswerte Einzelerscheinungen der Gasflammkohlenschichten in der Lippe-Mulde . . . . . -364-
Lacroix, A.: Ueber die Umbildung einiger basischer Eruptivgesteine zu Amphiboliten . . . . . -333-
— Une météorite tombée en 1914 à Saint-Sauveur près de Toulouse -43-
Lang, Rich.: Der mitteldeutsche Kupferschiefer als Sediment und Lagerstätte (L) . . . . . -200-
— Die Entstehung von Braunkohle und Kaolin im Tertiär Mitteldeutschlands. Ein geologisch-bodenkundliches Problem (L) . -210-
Larsen, E. S.: Der optische Charakter des Sulfatcancrinits . . -313-
Larsen, E. S. und G. Steiger: Sulphatic Cancrinite from Colorado -313-
Le Chatelier, H.: Die Phasenregel . . . . . -1-
Le Chatelier, H. und B. Bogitsch: Ueber die refraktären Eigenschaften der Magnesia . . . . . -8-
Lee, W. T.: Relation of the cretaceous formations to the Rocky Mountains in Colorado and New Mexico . . . . . -371-
Lehmann, Otto: Die Bodenformen der Adamellogruppe und ihre Stellung in der alpinen Morphologie. I. Teil: Die allgemeine Bedeutung der U-Täler . . . . . -373-
— Die molekulare Richtkraft flüssiger Kristalle (L) . . . . . -153-
— Flüssige Kristalle und ihr scheinbares Leben. Forschungsergebnisse dargestellt in einem Kinofilm (L) . . . . . -23-
— Ueber die Molekularkräfte flüssiger Kristalle und ihre Beziehung zu bekannten Kräften (L) . . . . . -153-
— Ueber Strukturverdrehung bei schleimig-flüssigen Kristallen (L) -153-
Lehner, Alfons: Tafeln zum Bestimmen der Mineralien auf chemischem Wege, besonders vor dem Lötrohr (L) . . . . . -137-
Lehner, Ernst: Geologie der Umgebung von Bretzwil im nordschweizerischen Juragebirge . . . . . -80-
Leidhold, Cl.: Beitrag zur genaueren Kenntnis und Systematik einiger Rhynchonelliden des Reichsländischen Jura (L) . . . -121-
Leuthardt, F.: Ein Mammutfund im Löß von Binningen bei Basel -84-
— Zur Paläontologie des Hauenstein-Basistunnels . . . . . -83-
Levy, F.: Diluviale Talgeschichte des Werdenfelser Landes und seiner Nachbargebiete . . . . . -379-
Liebisch, Th. und H. Rubens: Ueber die optischen Eigenschaften einiger Kristalle im langwelligen ultraroten Spektrum I. . . -278-
— Ueber die optischen Eigenschaften einiger Kristalle im langwelligen ultraroten Spektrum. II. . . . . -279-

Seite

Lindgren, W.: Volume Changes in Metamorphism . . . . . -341-
Lindmann, Karl F.: Om kvartsens termiska dilatation (L) . . -278-
— Om turmalinens termiska dilatation (L) . . . . . -278-
Linstow, O. v.: Die Verbreitung der tatarischen Stufe in Westrußland und Deutschland, sowie über den Charakter der Buntsandsteinformation (L) . . . . . -200-
Lockhart Jack, R.: The geology of the Moonta and Wallaroo Mining District (L) . . . . . -251-
Loomis, F. B.: A new Mosasaur from the Ft. Pierre (L) . . . -257-
Lugeon, M.: Recherches dans le massif de la Dent de Morcles . -96-
— Sur l'origine des blocs exotiques du Flysch préalpin . . . . -94-
Lull, R. S.: An upper carboniferous footprint from Attleborough, Massachusetts (L) . . . . . -132-
— The cretaceous armoured Dinosaur Nodosaurus textilis Marsh -254-
— The Sauropod Dinosaur Barosaurus Marsh . . . . . -253-
Mc Evan, Eula Davis: A study of the brachiopod genus Platystrophia -121-
Machatschek, Fritz: Landeskunde von Russisch-Turkestan . -220-
Mansfield, G. R.: General features of the New Jersey glauconite beds . . . . . -208-
— The physical and chemical character of New Jersey Greensand -209-
Marilaun, Fritz Kerner von: Untersuchungen über die morphogene Klimakomponente der permischen Eiszeit Indiens . . . . . -365-
Mauritz, Béla: Ueber den Cancrinit von Ditró . . . . . -312-
Maury, C. J.: Ein Fall konkretionären Wachstums von kohlensaurem Kalk in der Kapprovinz . . . . . -206-
Menzel, P.: Ueber hessische fossile Pflanzenreste . . . . . -405-
Merrill, George P.: Contributions to a History of American State Geological and Natural History Surveys (L) . . . . . -137-
— Handbook and descriptive catalogue of the Meteorite Collections in the United States National Museum (Smithsonian Institution) (L) . . . . . -180-
— The Fisher, Polk County, Minnesota, Meteorite . . . . . -41-
— Ueber Chondren und chondritische Struktur in Meteoriten . . -42-
Merwin, H. E.: Chemical researches on sediments (L) . . . . -200-
Merwin, H. E. und J. C. Hostetter: Hämatit und Rutil, gebildet durch Chlorgas bei hohen Temperaturen . . . . . -24-
Michels, F.: Nachträgliche Einwanderung von Geröllen in fertige Sedimente (L) . . . . . -200-
Miers, Sir Henry: Some features in the growth of crystals . . -2-
Milch, L.: Ueber Adinolen und Adinolschiefer des Harzes . . . -320-
Millosevich, Federico: Commemorazione del Socio Prof. Giovanni Strüver (L) . . . . . -137-
— Studi su minerali del Lazio. La melilite degli inclusi nel peperino -311-
Mingaye, John C. H.: Ueber ein Meteoreisen, gefunden bei Yenberrie, Nordaustralien . . . . . -180-
Mohr, H.: Der Veitscher Magnesittypus im Ural . . . . . -177-
Moore, R. C.: Erdölquellen in Kansas (L) . . . . . -209-
Morellet, L. et J.: Les Dasycladacées du Tertiaire parisien . . -400-
Mühlen, L. von zur: Die Oelfelder des europäischen Rußlands (L) -209-
— Ueber einen neuentstehenden Magnesitbergbau am Galgenberge bei Zobten in Schlesien . . . . . -172-
Nacken, R.: Ueber die beim Erhitzen von Zementrohmehlen vor sich gehenden Reaktionen. Erste Mitt. (L) . . . . . -23-
Naumann, E.: Die Bodenablagerungen des Süßwassers. Eine einführende Uebersicht (L) . . . . . -200-
— Några synpunkter angående de limniska avlingernas terminologi (L) . . . . . -200-

Seite
Navarro, Lucas F.: Cristalografia geometrica elemental (L) . . -273-
— Cristalografia fisica elemental (L) . . . . . -273-
Negris, Ph.: Roches cristallophylliennes et Tectonique de la Grèce -112-
Nishihara, G. S.: Geology and ore deposits of the Tetiuxe District, Russia . . . . . -38-
Nordenskjöld, O.: Några klimattyper från inlandsisens randområden och deras betydelse för kännedomen om istidens klimat (L) -346-
Nowack, E.: Morphogenetische Studien aus Albanien . . . . . -110-
— Zur Entstehungsgeschichte des Adriatischen Meeres . . . . . -115-
Oberholzer, J.: Bericht über die Exkursion der Schweizerischen geologischen Gesellschaft in die Glarner Alpen vom 13.—15. September 1917 . . . . . -87-
— Der Deckenbau der Glarner Alpen östlich von der Linth . . -99-
— Wildflysch und helvetischer Flysch in den östlichen Glarner Alpen -88-
Odén, Sven: Automatisch registrierbare Methode zur mechanischen Bodenanalyse . . . . . -346-
— Ueber die Vorbehandlung der Bodenproben zur mechanischen Analyse . . . . . -346-
Odén, Sven und A. Reuterskiöld: Zur Kenntnis des Ancylus-Tons -346-
Offermann, H.: Die primären Oellagerstätten im Wietze—Steinförder Erdölgebiet (L) . . . . . -209-
Osann, A.: Der chemische Faktor in einer natürlichen Klassifikation der Eruptivgesteine (L) . . . . . -44- -45-
Osten-Sacken, O. B. Freiherr von der: Beiträge zur Kenntnis einiger vorwiegend aus zoogenen Komponenten aufgebauter Kalksteine . . . . . -203-
Paeckelmann, W.: Zur Stratigraphie des Sauerländischen Oberdevons . . . . . -357-
Pelourde †, F.: Paléontologie végétale. I. Cryptogames cellulaires et cryptogames vasculaires . . . . . -396-
Per Geijer: The cerium minerals of Bastnäs at Riddarhyttan . -303-
Petrascheck, W.: Die Magnesite von Kalifornien und Nevada -177-
Pfeiffer, Paul: Die Befruchtung der Chemie durch die Röntgenstrahlenphysik (L) . . . . . -273-
Pfeiffer, W.: Gerölle im Keuper (L) . . . . . -200-
Phillipson, A.: Zur morphologischen Karte des westlichen Kleinasien (L) . . . . . -223-
Pia, J.: Die Siphoneae verticillatae vom Carbon bis zur Kreide -266-
Pilipenko, P. P.: Mineralogie des westlichen Altai (L) . . . . -34-
— Zur Mineralogie der Alexejewsky-Grube im Minusinsky-Gebiet (L) -34-
Pirsson, L. V.: Der Aufschwung der Petrologie als Wissenschaft -62-
— The Classification of Igneous Rocks. A Study for Students (L) -183-
Pompeckj, J. F.: Besaß der Dinosaurier Triceratops ein Parietalforamen? . . . . . -256-
Popow, S. P.: Die Mineralien der Umgegend von Jalta (L) . . -34-
Posnjak, E. und H. E. Merwin: Die hydratischen Eisenoxyde -13-
Potoniés Lehrbuch der Paläobotanik. Mit Beiträgen von San.-Rat Dr. P. Menzel und Dr. J. Stoller . . . . . -396-
Preiswerk, H.: On the geological features of the oil region in the Northern Punjab (British India) (L) . . . . . -210-
— Zur Altersfrage der Granitgneise im Simplongebiet . . . . . -97-
Prescott, B.: Some observations on contactmetamorphic ore deposits . . . . . -37-
Raineri, R.: Alghe fossili corallinacee della Libia . . . . . -398-
Range, Paul: Meteoriten aus Deutsch-Südwestafrika . . . . . -43-
Rankin, G. A. und H. E. Merwin: Das ternäre System MgO—Al_2O_3—SiO_2 . . . . . -285-

Seite

Rastall, R. H.: The mineral composition of the Lower Greensand strata of Eastern England (L) . . . . . -201-
Reis, A.: Die chemische Bedeutung der Kristallgitter (L) . . . -273-
Reis, Otto M.: Einzelheiten über Bau und Entstehung von Enhydros, Calcitachat und Achat. I. und II. Teil . . . . . -305-
Repelin, J.: Découverte d'ossements de grands Pythonomorphes dans le Crétacé supérieur des environs de Jérusalem (L) . . -257-
Richardson, W. A.: The Origin of cretaceous flint . . . . . -207-
Richter, Rud.: Ein devonischer „Pfeifenquarzit", verglichen mit der heutigen „Sandkwalle" (Sabellaria, Annelidae) (L) . . . -201-
— Scolithus, Sabellarifex und Geflechtquarzite (L) . . . . . -201-
— Ueber zwei gesteinsbildende Spirifer-Arten des Wetteldorfer Sandsteins (L) . . . . . -121-
— Von Bau und Leben der Trilobiten. I. Das Schwimmen . . -126-
— II. Der Aufenthalt auf dem Boden. Der Schutz. Die Ernährung . . . . . -126-
Riedel, Hertha: Die Fossilführung des Zechsteins von Niederschlesien . . . . . -368-
Rinne, F.: Bemerkungen zur Stellung der Kristalle in der Reihe der Feinbautypen (L) . . . . . -273-
— Gesteinskunde für Studierende der Naturwissenschaft, Forstkunde und Landwirtschaft, Bauingenieure, Architekten und Bergingenieure (L) . . . . . -44-
Robinson, N. H.: Die Summenbeträge der chemischen Analysen von Eruptivgesteinen . . . . . -190-
Robinson, W. I.: The relationship of the Tetracoralla to the Hexacoralla . . . . . -392-
Rogers, Austin F.: Ein amerikanisches Vorkommen von Periklas und seine Bedeutung für den Ursprung und die Naturgeschichte der Calcit-Brucit-Gesteine . . . . . -334-
Rogers, G. Sh.: Baked shale and slag formed by the burning of coal beds (L) . . . . . -210-
Rollier, L.: Geologie der Schweiz (L) . . . . . -105-
— Sur les étages du Lias celtosouabe . . . . . -84-
— Sur les rivages des mers médio-jurassiques et médio-cretaciques en Suisse et dans les régions limitrophes . . . . . -84-
— Ueber alpine Kreide- und Nummuliten-Formation . . . . . -88-
Rosenbusch, H.: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Ein Hilfsbuch bei mikroskopischen Gesteinsstudien. Bd. I. 1. Hälfte. Die petrographisch wichtigen Mineralien. Untersuchungsmethoden. 1. Liefg. (L) . . . . . -44-
Rowe, J. P.: Oel und Gas in Montana (L) . . . . . -209-
Ruer, Rudolf und J. Biren: Ueber die Löslichkeit des Graphites in geschmolzenem Eisen (L) . . . . . -181-
Rusell, Arthur: On the occurrence of Cotunnite, Anglesite, Leadhillite and Galena on fused lead from the wreck of the fireship „Firebrand" in Falmouth Harbour, Cornwall . . . . . -167-
Ruska, J.: Leitfaden der Mineralogie. Eine Einführung in die Naturgeschichte der Mineralien und Gesteine unter Berücksichtigung ihrer Bedeutung für die Volkswirtschaft und Technik (L) -1-
Rzehak, A.: Beiträge zur Kenntnis der Mineralien Mährens . . -25-
Sabot, R.: La technique de Fédoroff. — Simplications au cours du travail et des reports . . . . . -144-
Samojloff, J. W.: Beiträge zur Genesis einiger Mineralien der Sedimentgesteine. Ueber Cölestine von Turkestan (L) . . . -23-
Samojlov, J. V.: Palaeophysiology: the organic origin of some minerals occurring in sedimentary rocks (L) . . . . . -200-

Seite

Sarasin, Ch: La géologie des Préalpes internes entre Rhône et Grande-Eau . . . . . -97-
— Revue géologique suisse pour l'année 1912—1916 . . . . . -105-
Schachenmeier, R.: Ueber Struktur, optisches und mechanisches Verhalten der als Myelinformen bezeichneten flüssigen Kristalle sowie über Plastizität im allgemeinen . . . . . -152-
Schardt, H.: Géologie et l'hydrologie du Tunnel du Mt. d'Or, entre Vallorbe et Longeville . . . . . -83-
Scherrer, P.: Bestimmung der Größe und der inneren Struktur von Kolloidteilchen mittels Röntgenstrahlen . . . . . -2-
Schetelig, J.: Högbomit i norsk jernmalm . . . . . -305-
Schindewolf, O. H.: Beiträge zur Kenntnis der Kramenzelkalke und ihrer Entstehung **(L)** . . . . . -201-
— Neue Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläontologie des deutschen Oberdevons . . . . . -356-
— Ueber das Oberdevon von Gattendorf bei Hof a. S. . . . . -356-
— Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres -358-
Schmidt, C.: Texte explicatif de la Carte des Gisements des matières premières minérales de la Suisse 1:500000. I. Charbons. — Asphalte, Pétrole, Gaz naturels, Schistes bitumineux. II. Sels. III. Minerais . . . . . -101-
Schmidt, Herm.: Ueber Goniatiten — eine Revision ihrer Systematik mit Beifügung neuer Beobachtungen . . . . . -395-
Schmidt, W. J.: Vom Polarisationsmikroskop u. seiner Anwendung **(L)** -279-
Schneiderhöhn, H.: Mikroskopischer Nachweis von Platin und Gold in den Siegerländer Grauwacken . . . . . -41-
Schoeller, W. R. and A. R. Powell: Villamaninite, a new mineral -36-
Schuchert, Ch.: Age of the American Morrison and East African Tendaguru formations **(L)** . . . . . -372-
Schulz, Hans: Zur Theorie der Polarisationsprismen. VI. Schnittwinkel und Gesichtsfelder für Prismen, bei denen die Kristallachse im Hauptschnitt liegt **(L)** . . . . . -279-
Scott, D. H.: Studies in Fossil Botany. 3rd ed. I. Pteridophyta -396-
Scupin, Hans: Das Vorkommen des Plattendolomites im niederschlesischen Zechstein . . . . . -367-
— Die erdgeschichtliche Entwicklung des Zechsteins im Vorlande des Riesengebirges . . . . . -366-
Sederholm, J. J.: On synantetic minerals and related phenomena -183-
See, K. von: Ueber den Profilbau der Marschböden . . . . . -345-
Seldes, J.: Die Naphthalagerstätten der Umgegend von Boryslaw—Tustanowice **(L)** . . . . . -209-
Sestagiri Rao, K.: Die magneto-kristallinischen Eigenschaften des indischen Braunits . . . . . -7-
Seward, A. C.: Fossil Plants. A Textbook for Students of Botany and Geology. IV. Ginkgoales, Coniferales, Guetales . . -396-
Shaler Williams, Henry: New brachiopods of the genus Spirifer from the Silurian of Maine . . . . . -120-
Shand, S. J.: A system of petrography **(L)** . . . . . -44-
Simmersbach, B.: Die Weltversorgung mit Chromeisenstein . -336-
Smith, St.: Aulina rotiformis gen. et sp. nov., Phillipsastraea Hennahi (Lonsdale), and Orionastraea gen. nov. . . . . -118-
— The Genus Lonsdaleia and Dibunophyllum rugosum (Mc Coy) -118-
Smith-Woodward, A.: Fish-remains from the upper Oldred-Sandstone of Granite Harbour, Antarctica . . . . . -396-
— Giant Reptiles of the Weald **(L)** . . . . . -133-
Sokol, R.: Ueber die stoffliche Inhomogenität des Magma im Erdinnern. Ein Beitrag zur Klassifikation der Gesteine . . -184-

Seite
Solger, F.: Die Geschichte der chinesischen Gebirge . . . . . -218-
Sollas, J. B. and W. J. Sollas: On the Structure of the Dicynodont skull **(L)** . . . . . -133-
Spangenberg, K.: Die Einbettungsmethode . . . . . -139-
— Erscheinungen an der Grenze von dünnen Objekten im Mikroskop -141-
Spencer, L. J.: Biographical notices of mineralogists recently deceased; with an index to those previously published in this magazine . . . . . -273-
Spieker, E. M.: Erdöl in Persien und in den benachbarten Gebieten **(L)** . . . . . -209-
Spitz, A.: A lower cretaceous fauna of the Himalayan Gieumal sandstone together with a description of a few fossils from the Chikkim series . . . . . -370-
Stansfield, J.: Verzögerte Diffusion und rhythmische Ausfällung -3-
Stanton, T. W.: Contributions to the geology and palaeontology of San Juan County, New Mexico. 3. Nonmarine cretaceous invertebrates of the San Juan Basin . . . . . -371-
Starrabba, F. Stella: Nefelina di Parco Chigi (Ariccia) nei Monti Albani . . . . . -309-
— Primo contributo allo studio delle olivine dell' Etna. Olivina ed olivina hyalosideritica dei Monti Rossi . . . . . -170-
Staub, R.: Zur Kenntnis des jungtertiären Granitmassivs in Bergell -88-
Stauffer, Hans: Geologische Untersuchung der Schilthorngruppe im Berner Oberland . . . . . -85-
Stead, J. E. with notes of L. J. Spenzer: The ternary alleys of tin antimony-arsenic **(L)** . . . . . -23-
Stehlin, H.-G. et Aug. Dubois: Note préliminaire sur les fouilles entreprises dans la Grotte de Cotencher (canton de Neuchâtel) -81-
Steidtmann, Edw.: Origin of dolomite as disclosed by stains and other methods **(L)** . . . . . -200-
Stempel, W. M.: Reflexion of X-Rays from Crystals **(L)** . . . -277-
Stensiö, Erick Aison: Triassic fishes from Spitzbergen . . . . -129-
Stephenson, S. W.: North American upper cretaceous corals of the genus Micrabacia . . . . . -119-
Stevens, N. F.: Two Petrified Palms from Interior North America **(L)** . . . . . -406-
Streintz, Franz: Ueber unipolare Leitung an Kristallen. Dritte Mitteilung **(L)** . . . . . -278-
Surgimow, J.: Verzeichnis der unter Leitung von W. J. Vernadsky im Mineralogischen Kabinett der Univ. Moskau hergestellten Arbeiten (bis 1911) **(L)** . . . . . -1-
Talbot, H. W. B. and E. de C. Clarke: The geological results of an expedition to South Australian Border, and some comparisons between Central and Western Australian Geology suggested thereby **(L)** . . . . . -251-
Tammann, Gustav: Lehrbuch der Metallographie, Chemie und Physik der Metalle und ihrer Legierungen **(L)** . . . . . -1-
— Ueber das meteorische Nickel-Eisen und den Polymorphismus von Kohlenstoff-Eisen . . . . . -42-
— Ueber isomere Legierungen **(L)** . . . . . -23-
Tarr, W. A.: Oolites in shale and their origin **(L)** . . . . . -201-
— Rhythmic Banding of Manganese Dioxide in Rhyolite Tuff -342-
— Ueber die Entstehung des Feuersteins in den Kalksteinen der Burlington-Formation . . . . . -206-
Tetiajeff, M. M.: Wo und Sn im Onon Borzja-Gebiet, Transbaikalien **(L)** . . . . . -41-
Thirring, Hans: Ueber die Kohäsionskräfte des Diamanten **(L)** -278-

Seite

Thomson, J. Allan: Diastrophic and other Considerations in Classification and Correlation, and the Existence of Minar Diastrophic Districts in the Notocene . . . . . -231-
— On Stage Names applicable to the Divisions of the Tertiary in New Zealand . . . . . -231-
— The Flint-beds associated with the Amuri Limestone of Marlborough . . . . . -234-
— The Geology of the Middle Clarence and Ure Valleys, East Marlborough, New Zealand . . . . . -224-
— The Notocene Geology of the Middle Waipara and Weka Pass District, North Canterbury, New Zealand . . . . . -235-
Tiede, Erich und Arthur Schleede: Kristallform, Schmelzmittel und tatsächlicher Schmelzvorgang beim phosphoreszierenden Zinksulfid . . . . . -10-
Tikhonovich, N. and P. Polevoi: Geomorphological sketch of Russian Sacchaline (L) . . . . . -223-
Tiyl, F. M. van: The Geodes of the Keokuk Beds . . . . . -165-
Touche, La: Geology of the Northern Shan States . . . . . -215-
Trechmann, C. T.: Cretaceous mollusca from New Zealand . -249-
— The Jurassic of New Zealand (L) . . . . . -251-
— The Trias of New Zealand . . . . . -227-
Troedson, G.: Skånes Dalmanitesschiefer en strandbildning (L) -201-
Trümpy, D.: Zur Tektonik der unteren ostalpinen Decken Graubündens. Vorläufige Mitteilung . . . . . -99-
Tschirwinsky, Peter: Ein Versuch der Anwendung des Avogadro'schen Gesetzes auf irdische Gesteine und Meteoriten (L) . . . . . -319-
— Etude sur les mineraux, genèse et geologie des gisements de nitre (L) . . . . . -41-
— Notizen über die Mineralogie Rußlands (L) . . . . . -33-
— Pallasite . . . . . -318-
Tschirwinsky, P. und N. Orlow: Zur Mineralogie des Kaukasus und der Krim (L) . . . . . -33-
Twaltschrelidze, A.: Zur Mineralogie des Batum-Gebiets (L) -33-
Veen, A. L. W. E. van der: Zur Kenntnis der enantiomorphen Formen . . . . . -139-
Versluys, J.: Ueber die Phylogenie der Schläfengruben und Jochbogen bei den Reptilien (L) . . . . . -132-
Verworn, M., R. Bonnet und G. Steinmann: Der diluviale Menschenfund von Obercassel bei Bonn . . . . . -260-
Vidal, L. M.: Segunda nota paleontológica sobre el Cretáceo de Cataluña . . . . . -369-
Vogel, Rudolf: Ueber dendritische Kristallisation und ihren Einfluß auf die Festigkeit der Metallegierungen (L) . . . . . -274-
— Ueber Zwillingsbildung in den Oberflächenschichten von Metallen infolge Kaltbearbeitung (L) . . . . . -319-
Voigt, W.: Die Elastizitätskonstanten von kristallisiertem Kalialaun -7-
Vredenburg, E.: Note on the mariné fossils collected by Mr. Pinford in the Garo Hills (L) . . . . . -223-
Walcott, Ch. D.: Dikelocephalus and other genera of the Dikelocephalinae . . . . . -123-
— Cambrian Trilobites . . . . . -124- -125-
Wanner, J.: Zur Tektonik der Molukken (L) . . . . . -222-
Warren: Notes on a geological reconnaissance of Mountain Province, Luzon (L) . . . . . -223-
Washburne, Ch. W.: A discussion of „Notes on principles of oil accumulation" by A. W. Mc Coy (L) . . . . . -209-

Seite

Washington, H. St.: Chemical analyses of igneous rocks published from 1884 to 1913, inclusive; with a critical discussion of the character and use of analyses (L) . . . . . -44-
Watson, D. M. S.: On the Cynodontia . . . . . -252-
— Pleurosaurus and the homologies of the Temporal region of the Lizard skull (L) . . . . . -257-
— Poikilosarkos, a remarkable new genus of Brachiopods from the upper Coal measures of Texas (L) . . . . . -121-
— Second report of the committee of the cranial elements in the permian Tetrapoda (L) . . . . . -132-
— The bases of classification of the Theriodontia . . . . . -133-
Wayland, E. J.: Outlines of the Stone ages of Ceylon (L) . . -223-
Weber, L.: Einige Erfahrungen und Bemerkungen über das Zeichnen der Kristalle . . . . . -4-
Wegemann, C. H.: Erdöl in Wyoming (L) . . . . . -209-
Wehrli, Leo: Die Kohlen der Schweizeralpen . . . . . -101-
Weigelt, Joh.: Die Flachmeersäume und die Gesetzmäßigkeit ihres geologischen Baues (L) . . . . . -200-
— Die mitteloligocäne Meerestransgression und ihre Bedeutung für praktische Fragen (L) . . . . . -200-
— Die mitteldeutschen Phosphatlager und die Frage ihrer zweckmäßigen Ausnutzung. (Eine Anwendung der Gesetzmäßigkeiten natürlicher Aufbereitungsvorgänge in ihrer Bedeutung für die Sedimentpetrographie) (L) . . . . . -201-
— Geologie und Nordseefauna (L) . . . . . -200-
Wheeler, H. A.: Rasche Bildung von Bleierz . . . . . -23-
Wilckens, O.: Die Geologie von Neuseeland . . . . . -250- -251-
— Die Kreideformation in Neuseeland . . . . . -249-
— Die Tigerinsel im Cantonfluß (L) . . . . . -223-
Willert, H.: Ueber die Mineralführung der deutschen Braunkohlenflöze (L) . . . . . -210-
Williams, C. M.: X-Strahlenanalyse der Kristallstruktur von Rutil und Kassiterit . . . . . -5-
Williston, S. W.: Labidosaurus Cope, a lower permian Cotylosaur Reptile (L) . . . . . -133-
— The phylogeny and classification of Reptiles (L) . . . . . -133-
Wing Easton, Ir. N.: The Billitonites. (An attempt to unravel the tektite puzzle) . . . . . -181-
Woldřich, J.: Die Kreidefauna von Neratovic in Böhmen. Paläontologische Untersuchungen nebst kritischen Bemerkungen zur Stratigraphie der böhmischen Kreideformation . . . . . -369-
Woods, H.: The Cretaceous Faunas of the North-Eastern Part of the South Island of New Zealand . . . . . -243-
Woodward, A. Smith: 4th Note on the Piltdown Gravel with evidence of a second skull of Eoanthropus Dawsoni (L) . . . -266-
Wright: Kristalle und Kristallkräfte (L) . . . . . -274-
Wyckoff, Ralph W. G.: The Crystal Structure of Magnesium Oxide -4-
Yabe, H.: Notes on some eocene Foraminifera . . . . . -390-
Yabe, H. and S. Endô: Discovery of Stems of Calamites from the Palaeozoic of Japan (L) . . . . . -407-
Yakovlev, N. N.: On the organization of the Rugose Corals and the origin of their characteristic pecularities . . . . . -394-
Yokoyama, M.: Fossils from the Miura Peninsula and its immediate North (L) . . . . . -223-
Zambonini, F.: Il tufo pipernoide della Campania e i suoi minerali (L) . . . . . -335-

Seite

Zambonini, F.: Leucite pseudomorfa di nefelite di Parco Chigi, presso Ariccia, nei Monti Albani . . . . . -311-
— Ueber die Beziehungen der Kristallwinkel der Mischkristalle und ihrer Komponenten . . . . . -11-
Zelizko, J. V.: Beitrag zur Kenntnis der Gervillien der böhmischen Oberkreide . . . . . -123-
— Nachtrag zur Kenntnis der Gervillien der böhmischen Oberkreide . . . . . -123-
— Neuer Beitrag zur Kenntnis der Gervillien der böhmischen Oberkreide . . . . . -123-
Zemtschusny, S.: Ueber Schmelzen von Haloiden von Silber und Alkalimetallen **(L)** . . . . . -23-
Zetzsche, P.: Steinkohle auf Spitzbergen **(L)** . . . . . -210-
Ziervogel, H.: Das Steinkohlengebirge von Diersburg-Berghaupten im Amtsbezirk Offenburg . . . . . -362-

Sachverzeichnis.

Die Abhandlungen sind *cursiv* gedruckt.

Aarmassiv und Erstfeldermassiv 98.
Achatbildung 305.
Acicularia pavantina, Tertiär, Paris 401.
α-Cristobalit, Umwandlung in α-Tridymit 294.
Acrocephalites, Cambrium, neue Arten 124.
Adamellogruppe, Bodenformen 373.
Adamellomassiv, Gesteine u. Tektonik 95.
Adhäsions- und Adsorptionsmetasomatose 40.
Adinole und Adinolschiefer, Harz 320.
Adinolhornfelse, Analysen 323.
Adriatisches Meer, Entstehungsgeschichte 115.
Adsorptions- und Adhäsionsmetasomatose und ihre Raumbildung 40.
Afrika
  Deutsch-Südwest, Meteoriten 43.
  —, Guchab, Tsumeb, Erzlagerstätten u. einzelne Mineralien 316.
Agraulos stator, Cambrium, Nordamerika 124.
Åkermanit-Gehlenit, Zweistoffsystem 281.
Akrokeramische Gebirgskette, Albanien, Glazialspuren 109.
Aktinolith, Bastnäs, Lichtbrechung 303.
Albanergebirge, Nephelin, Leucit, Melilithkristalle 311.
Albanien
  diluviale Schneegrenze 108.
  morphogenetische Studien 110.
Albrunhorn, Sphenkristalle 1.
Algen, Präcambrium (?), Nordamerika 407.
Algenreste, Appennin 271.
Alkaligesteine, Genesis 298.
Allaktit, Långbanshyttan, Begleiter des Baryt 156.
Allosaurus fragilis, Vorderextremität 136.
Alpen
  Adamellogruppe, Bodenformen 373.
  Schweiz, Voralpen zwischen Rhône und Grande-Eau 97.
  Vierwaldstättersee-Gebiet, Stratigraphie und Tektonik der Klippen 89.
Alpenmorphologie 372.
Alpentektonik 85.
Alpine Kohlenvorkommen der Schweiz, Eocän, Dogger, Rhät, Carbon 101.
Amalgamkristalle, Rheinpfalz 24.
Amazonenstein, Zdiar, Mähren, Vork. 25.
Amerikanite, Entstehung 181.
Ammertal, diluviale Talgeschichte 383.
Amorphes Calciumcarbonat 147.
Amphibolit, Analyse 334.
Amphibolite aus basischen Eruptivgesteinen 333.
Amphion matutina, Cambrium, Nordamerika 125.
Amphiora, Kreide, Tripolis 398.
Amurikalk, Clarencetal, Neu-Seeland 226.
Ancylus-Ton, Abschlämmung 346.
Anglesit
  Cornwall, Krist. 167.
  Slata, Tunis, Krist. 169.
Ankerit, Analyse, Brechungsexponent 161.

Ankeritgang, Norwegen, kontaktmetasomatische Umwandlung 340.
Ankogelgebiet, Formen der Eiszeit 376.
Anorthit, Formel 284.
Anorthosite, Typengruppe 55.
Anthophyllit, Straschkan, Mähren, Vork. 26.
Anthracoporella spectabilis, Carbon 266.
Antigorit, primär 187.
Apatit, Verfärbung durch Bestrahlung 143.
Aporrhais requieniana, Cenoman von Tyssa, Böhmen 123.
Apparate, Theodolitmikroskop 144.
Appennin, triassische und liassische Siphoneae verticillatae 271.
Aragonit
Stabilität bei sehr niedrigen Temp. u. bei hohen Drucken, Löslichkeit 145, 148.
umhüllt von Amalgam, Rheinpfalz 24.
ArchaeolithothamniumParonai,Kreide, Tripolis 398.
Area (Barbatia?), Kreide, Böhmen 369.
Arktische Böden Spitzbergens 343.
Arsenkies, Mikrostruktur 314.
Arsenkieslagerstätte, Rothenzechau, Vork. 339.
Arvicola agrestis, arvalis und gregalis, Diluvium, Zechovic, Südböhmen 58.
Asaphiscus, Cambrium, Arten 126.
Asien, Russisches Turkestan, Landeskunde 220.
Asphalt, Val de Travers, Kreide, Vorkommen 103.
Assilina, Eocän, Hahajiama 390.
Assimilations-Differentiation 76.
Aszendente Erze, Tonopah, Nevada 179.
Atelodus antiquitatis, Diluvium, Zechovic, Südböhmen 59.
Atomladungen für Steinsalz-, Sylvin-, Brom- und Jodkalium-, Flußspat-Gitter 7.
Aubrig, Schweiz, Tektonik 87.
Aulina rotiformis, Carbon 119.
Australien, Neuseeland, Gesteine, Fauna, Tektonik 228.
Axinit, Dannemora, Krist. 32.
Bäckströmit, Schweden 34.
Baden, Carbon in der Offenburger Gegend 363.
Balkanhalbinsel, Beckenanordnung 36.
Barosaurus lentus, Piedmont, Black Hills in Süd-Dakota 253.
Barysilit, Jakobsberger Mangangruben, Schweden 27.
Baryt
Långbanshyttan, Krist. u. Habitus 156.
Sidi-Amor, Tunis, Krist. 169.
Barytkonkretionen, Pindulka, Mähren, Vork. 26.
Basische Eruptiva, Umbildung zu Amphiboliten 333.
Basnäs, Cermineralien 303.
Bathyuriscus, Cambrium, Nordamerika 125.
Batum-Gebiet, Mineralogie 33.
Bayern, Rheinpfalz, Mineralien 24.
Bayldonit, Tsumeb, Krist. 317.
Beckenbildung, Mazedonien 38.
Belasica Planina, Ostmazedonien, Grundgebirge 24.
Bergellergranit, Tektonik 88.
Berghaupten, Baden, Carbon, Stratigr. 363.
Berner Oberland
Stratigr. und Tektonik 85.
Talbildung 388.
Beryll
opt. Fig. im ultraroten Spektrum 279.
Schweden, Vork. 27.
Billitonite, Entstehung 181.
Binnental, Sphenkristalle 1.
Binningen bei Basel, Mammutfund im Löß 84.
Biographische Notizen von Mineralogen 273.
Biotitbildung am Kontakt von Plagioklas und Erz 183.
Bismuthinit, photoelektr. Empfindlichkeit 278.
Bittersalz, Gipskeuper bei Mülligen und Birmenstorf, Schweiz 103.
Bitumen, Jurazone der Schweiz 103.
Bleierze, silberhaltig, Calesberg bei Trient 336.
Bleiglanz, Joplin, rasche Bildung 23.
Bleiglanzkristalle, Cornwall 168.
Blei- und Cermolybdat, Mischkristalle und ihre Winkel 12.
Blei- und Zinkerze, Schweiz 105.
Bodenanalyse, mechanische, automatische Methode 346.
Böden, arktische, Spitzbergen 343.
Bohemilla stupenda 127.
Böhmen
Diluvialfauna von Wolin 55.
Gervillia-Arten der ob. Kreide 123.

Böhmen, Neratovic, Kreidefauna 369.
Bohrung Rum bei Hall i. T. 373.
Bonaventuraformation, Foraminiferen 391.
Bos primigenius, Diluvium, Dekansky vrch Südböhmen 64.
Bosnien, Kohlenvorkommen 105.
Brachiopoden
Trias, Neu-Seeland 230.
Silur und Devon, Nordamerika 120.
Braunit, Indien, Magnetisierbarkeit 7.
Brechungsindex und Dielektrizitätskonstante, Beziehung 6.
Bretzwil, Nordschweizer Jura, Geologie 80.
Breunerit, Brechungsquot., chem. Zus. 159.
Brochantitkristalle, Tsumeb 317.
Bühlendmoränen, Füßen und Bannwaldsee 386.
Calcit
Harz, Krist. 153.
Långbanshyttan, Krist. und Habitus 153.
Slata, Tunis, Krist. 169.
stabile Form 145.
Calcitachat, Entstehung 305.
Calcit-Brucit-Gesteine, Californien, Utah 335.
Calcitgruppe, Studien 157.
Calciumcarbonat
amorphes 147.
verschiedene Modifikationen 145.
Calciumhexahydrat, Krist. 148.
Cambrium, Nordamerika, Trilobiten, neue 124.
Cancrinit
Ditro, Analyse 312.
Entstehung aus Nephelin 312.
Schweden, Vork. 28.
Canterbury, Neu Seeland, Kreide 243.
$CaO—MgO—SiO_2$, Dreistoffsystem 288.
Carbon
Baden, Diersburg—Berghaupten, Stratigr. 363.
Bonaventura, Foraminiferen 391.
England, Korallen 117.
Griechenland, Gesteine und Fauna 112, 115.
Lippe-Mulde, Gasflammkohlenschichten 364.
Siphoneae verticillata 266.
Carbonate, rhomboedrische, Brechungsexponenten 157.
Carborundum, Kristallstruktur 277.
Carnegieit, Schmelztemp. 298.
Catalonien, Kreidefauna 369.
Cephalopoden, Systematik 395.
Ceratosaurus, Finger 136.
Cerit, Bastnäs, Lichtbrechung 303.
Cermineralien, Bastnäs 303.
Cerussit
Sidi-Amor, Tunis 169.
von Tsumeb, Krist. 317.
Cer- und Bleimolybdat, Mischkristalle und Winkel 12.
Cervus canadensis asiaticus, Postglazial, Pilisberg 260.
Chalcedon
opt. Eigenschaften im ultraroten Spektrum 279.
Umhüllungspseudomorphose nach Aragonit, Gangelsberg bei Odernheim, Rheinpfalz 24.
Chalcedon-Geoden, Keokuk, mittleres Mississippital 166.
Characilepis tripartitus, Trias, Peru 129.
Chemische Analysen von Eruptivgesteinen, Summenbeträge 190.
Chemischer Faktor in einer natürlichen Klassifikation der Eruptivgesteine 45.
China, Gebirge, Stratigraphie und Tektonik 219.
Chinesische Gebirge, Geschichte 218.
Chondren und chondritische Struktur in Meteoriten 42.
Chromeisenstein, Weltversorgung 336.
Chrysotilischer Serpentin, Maschenstruktur und Bildung 188.
Cimoliasaurus australis, caudalis, Haasti, Holmesi, Hoodi u. tenuis, Senon, Neu-Seeland 247.
Clausilia biplicata u. dubia, Diluvium, Südböhmen 62.
Clausthaler Schlacke, Analyse 279.
Clos du Doubs, Brüche 81.
Cobalt, Ontario, Silbermineralien, Vork. u. Genesis 38.
Cölestin, Turkestan, Genesis 24.
Coelurosaurier-Reste, ob. Keuper, Halberstadt 136.
Conchit = Aragonit 147.
Conularia Haydeni, Permcarbon, Kashmir 361.
Cordieritartige Kristalle, synthet., opt. Konst. 287.
Cordieritkristalle, Ingarö, Schweden 27.
Corynexochus, Cambrium, Nordamerika 125.
Cotencher, Gorges de l'Areuse, Knochen des Höhlenbären 81.
Cotunnitkristalle, Cornwall 167.

Crepicephalus augusta, camiro, comus, coosensis, coria, dis, iowensis, liliana, texanus, tumidus, u. unca, Cambrium, Nordamerika 125.
Cricetus vulgaris, Diluvium, Zechovic, Südböhmen 57.
Cristobalit, aus Schmelzen 289.
Cryptophyllum hibernicum, Carbon, England 117.
Ctenochasma gracile, ob. Jura, Franken 257.
Culmtransgression, Sauerland 358.
Cuproplumbit, Tsumeb 318.
Cuprozinkit, Tsumeb 317.
Cyanit, Schweden, Vork. 31.
Cyclocrineae, Arten 270.
Cymopolia elongata, Tertiär, Paris 402.
Cynodontier, Zahnwechsel 135.
Cynognathus crateronotus, Essex, Südafrika 252.
Dapedoglossus, Eocän, Wyoming 131.
Dasycladeae, Arten 270.
Dasycladaceen
Griechenland 114.
Tertiär, Paris 400.
Datolithkristalle, Schweden 31.
Deckenbau, Glarner Alpen östlich der Linth 99.
Deckengesteine, Berner Oberland 86.
Děkanský vrch bei Wolin, Diluvialfauna 63.
Dendritische Kristallisation 274.
Dent du Midi, Granit-Mylonit 97.
Dent de Morcles, Carbonsynklinale 96.
Desmosit, textureller Begriff 321.
Devon
Bayern, Gattendorf bei Hof, Fauna 356.
Cornwall, Stratigraphie 360.
Neu-Süd-Wales, Fauna 119.
Sauerland, Stratigraphie 357.
Devonmeer, oberes, Europa, Paläographie 358.
Diabas-Gabbro, Birch Lake, Minnesota, Analyse 73.
Diabaskontakthöfe, Einteilung 320.
Diamant, Kohäsionskraft 278.
Dibunophyllum rugosum, Carbon, England 118.
Dielektrizitätskonstante u. Brechungsindex, Maxwell'sche Beziehung 6.
Differentiationsvorgänge in Magmen 71.
Diffusion, verzögerte und rhythmische Fällung 3.
Dikelocephalus, Monographie der Subfamilie 123.
Diluviale Pseudoartefakte, Wolin, Südböhmen 69.
Diluviale Talgeschichte, Werdenfelser Land 379.
Diluvialfauna, Wolin, Südböhmen 53.
Diluvium
Aegäische Senkungsvorgänge 50.
Albanien, Gletscher 108.
Alpen, Bodenformen 376.
Bayern, Alpenmorphologie 380.
Berner Oberland, Talbildung 388.
Böhmen (Süd-), Fauna von Zechovic 53.
Oberkassel bei Bonn, Skelettfunde des Menschen 260.
Schweiz, Sernftal (Glarus), Schotter mit Moränenbedeckung 87.
Ungarn, Pilisberg, Holzkohlenreste 260.
Dinariden, Gesteine und Tektonik 96.
Dinkelberge, Harnische und Tektonik 105.
Dinosaurier,
Barosaurus, Nodosaurus 254.
Stromberg-beds, Südafrika 136.
Diopsid, Pseudowollastonit, Mischkristallbildung 295.
Dioptas, Guchab, Otavigebirge, Vork. Krist., Analyse 315.
Diplopora annulata, Turiner Gegend 400.
Diploporen
Carbon und Trias, Griechenland 112.
Ursache des Rückgangs seit der Trias 269.
Dixenit, Analyse, Långbanshyttan 302.
Doldenhorn—Diableretsdecke, Stratigraphie und Tektonik 85.
Dolomit, Analyse, Brechungsexp. 161.
Dornkopf, Harz, Kontaktgesteine 324.
Duluth-Gabbros, mineralog. Zus. 69.
Dünne Objekte im Mikroskop, Erscheinungen an der Grenze 141.
Durazzo, Morphologie und Tektonik 111.
Dürrerze, Příbram, Stellung und Entstehung 178.
Ehrwalder Becken und Lechgebiet, diluviale Talgeschichte 385.
Einbettungsmethode 139.
Eisenerze, Schweizer Jura 104.
Eisenfrischschlacke, Bochum, Analyse 279.
Eisenglanz, Slata, Tunis, Vork. 169.
Eisenoxyde, hydratische, von verschiedenen Fundorten 13.
Eisenspat, Cornwall, Brechungsexp., chem. Zus. 159.
Eiszeitformen, Ankogelgebiet 376.
Eiszeit, Perm, Indien 365.

Elektromagnetische Masse der Kristalle 6.
Emberiza citrinella, Diluvium, Sibirien und Böhmen 61.
Enantiomorphe Formen 139.
Enhydros. Entstehung 305.
Enstatit-Meteorit, Toulouse 1914. 43.
Eocän
Alpen, Flysch und Kreideschuppen 94.
Foraminiferen 390.
Haha-jima. Foraminiferen 390.
Schweiz, Rhein-Reußgebiet 88.
Tibet, Fauna 211.
Epidotkristalle, zahlreiche Fundorte in Schweden 32.
Equisetes intermedius, Rhät, Scanio 405.
Equus ferus, Diluvium, Zechovic, Südböhmen 59.
Erdbeben, Ostmazedonien 51.
Erdgas, Yverden, Schweiz 103.
Erdinneres, Magmen von stofflicher Inhomogenität 184.
Erdmaus, Diluvium, Zechovic, Südböhmen 58.
Erdöl
Literaturangabe 209.
Molassesandstein im Val de Travers, Schweiz 103.
Erstfeldergneis und Trias am Scheidnössli, Kontakt 95.
Eruptivgesteine
chemischer Faktor in einer natürlichen Klassifikation 45.
Kristalldifferentiation 75.
Summenbeträge der chemischen Analysen 190.
Erzlagerstätten
Arsenkieslager, Rothenzechau 339.
Bleisilbererze, Calesberg bei Trient 336.
Blei-Silber-Zinkerze, Tonopah, Nevada, Entstehung 179.
Blei-Zinkerze, Tetiuxedistrikt, Rußland 38.
Chromeisenstein, Versorgung der Welt 336.
Dioptas und Planchéit, Guchab, Otavigebirge 316.
Kupfer-, Blei-Zinkmineralien, Tsumeb 317.
Kupfer-Silbererze, Telkwa in Britisch-Columbien, Genesis 39.
metallographische Untersuchungsmethode 314.
Silbererze, Cobalt in Ontario 38.
Schweiz, versch. Erze 104.
Erzlagerstätten
sulfidische Erze von Litchfield, Conn., Vork. u. Genese 39.
Wolframit, Ribeira de Bodilhão, Portugal 336.
Wolframit-Zinnerzlager, Schönfeld — Schlaggenwald, Böhmen 339.
Essexite, Gabbros, Pyroxenite und Peridotite, Typengruppen 50.
Eudialyt, Schweden, Vork. 27.
Europäisches Oberdevonmeer, Paläographie 360.
Exotische Blöcke im Flysch, Ursprung 94.
Falco tinnunculus, Diluvium, Zechovic, Südböhmen 61.
Farbenveränderungen von Mineralien durch Strahlungen 143.
Favosites duni, Silur, Neu-Süd-Wales 119.
Fayalit, Schweden, Vork. 29.
Felsnische Pilisszántó, Fauna der Postglazialzeit 257.
Ferromagnetische Substanzen und Kristalle 139.
Feuerstein
Entstehung im Kalkstein, Analyse 207.
im Amurikalk, Neu-Seeland 234.
rhythmische Ausscheidung 207.
Fische, Vologda und Kastoma, Trias 128.
Fischreste, Oldred-Sandstein von Granit-Harbour, Antarkt. 396.
Flint siehe Feuerstein 207.
Florida, allochthone Kohle 406.
Fluoritlagerstätte von Lakly, Rußland 41.
Flußspat, Cornwall, Färbung durch Strahlung 143.
Flüssige Kristalle
opt. und mechanisches Verhalten von Myelinformen 152.
und ihr scheinbares Leben, Kinofilm 153.
Flysch
der Klippenunterlage, Vierwaldstätterseegebiet 92.
exotische Blöcke bei Habkern 94.
Foetorius Eversmanni, Diluvium, Zechovic, Südböhmen 55.
Foraminiferen, Formen 390.
Friedelit, Schweden, Vork. 30.
Funda, Portugal, Wolframitlagerstätten 336.
Futtersteine von Schmelzöfen, mikrosk. Untersuchung 44.

Gabbro, Duluth, Minnesota, min. Zus. und Analysen 69,72.
Gabbros, Essexite und Peridotite, Typengruppen 52.
Galgenberg bei Zobten, Magnesit, Vork. 172.
Gangamopteris, Madagaskar 405.
Ganomalit, Jakobsberg in Schweden, Analyse 27.
Ganophyllit, Schweden, Vork. 33.
Garmischer Becken, glaziale Ablagerungen 384.
Gattendorf bei Hof a. S., Oberdevon, Fauna 356.
Gattendorfia subinvoluta, Oberdevon, Gattendorf b. Hof a. S. 357.
Gavit, Gavatal, Italien 34.
Gebirgshorste, Ostmazedonien 22.
Gehlenit-Åkermanit, Zweistoffsystem 281.
Geoden, Keokuk, mittleres Mississippital 165.
Geologie, Neu-Seeland 250.
Gervillia-Arten, böhmische Oberkreide 123.
Gesteinsbildungsstadien 77.
Gesteinsdiagramme 190.
Gesteinsklassifikation 184.
Gieumalsandstein, Kreide, Himalayagebiet 370.
Giobertit siehe Magnesitspat.
Gips, Padochan in Mähren, Vork. 26.
Gitterebene, Bestimmung 275.
Glarner Alpen
Exkursionsbeschreibung 87.
östlich von der Linth, Deckenbau 99.
Wildflysch und helvetischer Flysch, Tektonik 88.
Glaukonit, ob. Kreide, New Jersey 208.
Glazialspuren, nordalbanische Alpen 109.
Gletschertäler, Formung 374.
Goethit, opt. Eigenschaften von versch. Fundorten 14.
Gold, Nachweis in Siegerländer Grauwacke 41.
Goldseifen, Reuß, Aare u. Rhein 105.
Gondwana, Oberburma, Stratigr. 215.
Gondwana-Horizont, Kashmir 361.
Goniatiten, Systematik 395.
Gorgosaurus libratus, ob. Kreide, Finger 136.
Granat, Konstitution 283.
Granatkristalle, mehrere Fundorte in Schweden 28.
Granite und Quarzdiorite, Typengruppe 47.
Granitbatholith, Ostmazedonien 28.
Granitintrusionen im Gabbro von Duluth 74.
Granitmassiv, jungtertiäres, in Bergell 88.
Granodiorite, chem. Zus. 67.
Graphit, Löslichkeit in Eisen 181.
Graphitoidgneis, Reichenbach, Baden 364.
Graubünden, ostalpine Decken, Tektonik 99.
Grauwacke, Siegerland, Gold- und Platingehalt 41.
Griechenland, Stratigr. und Tektonik 112.
Grundgebirge, Ostmazedonien 22.
Grünsand, New Jersey, Kaligehalt 209.
Guchab, Otavigebirge, Dioptas- und Planchéitlagerstätten 316.
Gyroporella vesiculifera, M. Malbe bei Paugia, Appennin 271.
Habkern- und Niesenflyschdecke 94.
Hämatit und Rutil, Herstellung bei hohen Temp. 23.
Hamster, Diluvium, Zechovic, Südböhmen 57.
Harstigit, Schweden, Analyse 30.
Harz
Adinole und Adinolschiefer 320.
Diabasintrusionen, Alter 321.
Hase, Diluvium, Wolin, Südböhmen 64.
Hauenstein-Basistunnel, Schweiz, Stratigraphie und Paläontologie 82.
Helvetische Kalkalpen, Tektonik 89.
Hermelin, Diluvium, Zechovic, Südböhmen 57.
Hessische fossile Pflanzenreste 405.
Heterolasma foersteri, Niagaragruppe Michigans 118.
Himalaya, Gieumalsandstein, Kreide 371.
Högbomit, Rödsand in Söndmöre, Westnorwegen, Vork. 305.
Hohenburg, neues Talklager u. Magnesit 173.
Höhlenbär, Knochen von Cotencher 81.
Höhlenfunde am Pilisberg nordöstl. Budapest 257.
Homo wadjakensis, van Wadjak (Java) 265.
Hornblende, synantetisches Mineral 183.
Hornstein siehe auch Feuerstein.
Hornsteine, Bildung aus emulsoidem Zustand 205.
Humboldtilith, Peperino, Albanergebirge, Analyse 311.

Hyacinth, Farbe infolge der Strahlen seiner radioaktiven Substanz 143.
Hyalotekit, Schweden, Vork. 28.
Hydratische Eisenoxyde, chem. 13.
Hypersthenit, Analyse 333.
Hypudaeus glareolus, Diluvium, Wolin, Südböhmen 58.
Indien, permische Eiszeit 365.
Inesit, Schweden, Vork. 33.
Inselkunde 353.
Interglazialprofile, Kandermündung 389.
Ionenladung in Kristallen 6.
Isargebiet, diluviale Talgeschichte 380.
Jablanico-Gebirge, Glazialspuren 109.
Java, Proto-Australier 264.
Joplin, Bleiglanzbildung 23.
Jura
  Franken, Ctenochasma gracile 257.
  Gondwana, Oberburma, Namyau-Serie 215.
  Liasgliederung 84.
  Schweiz, Fernigen, Stratigraphie 95.
  —, Vierwaldstätterseegebiet 89.
  Schweizeralpen (Nord-), Transgressionen 93.
  Siphoneae verticillatae 267.
Kaitangata-Stufe, Neu-Seeland 239.
Kalialaune, Elastizitätskonstanten 7.
Kalifornien, Magnesit, Vork. in Olivingesteinen 177.
Kaliophilit, künstl. Analyse 289.
Kalinephelin, Eutektikum mit Carnegieit 299.
Kalkspatkristalle, Harz 153.
Kalkspat, Reflexionsvermögen 278.
Kalksteine, aus zoogenen Komponenten aufgebaut 203.
Kantia mouregalensis, Turiner Gegend 399.
Kapprovinz, konkretionäres Wachsen von Kalkstein 206.
Karstfläche von Cuci, nordalbanische Alpen 109.
Karte, geolog., Ohrida-Seegebiet 110.
Kashmir, Kanaur und Spiti, Permcarbon, Stratigr. 361.
Kassiterit, Struktur 5.
Katapleit, Schweden, Vork. 27.
Kellawayregression in Deutschland und der Schweiz 84.
Keratophyre, Harz 320.
Kerolith, Galgenberg bei Zobten, Vork. 173.
Kieslager, Mikrostrukturen 314.
Kinofilm, scheinbares Leben flüssiger Krist. 153.
Klassifikation der Eruptivgesteine, chemischer Faktor 45.
Klima früherer Perioden 404.
Knebelit, Schweden, Vork. 29.
Kohäsionskräfte des Diamanten 278.
Kohlen
  Carbon, Baden 363.
  der Schweizer Alpen 101.
  Florida, allochthon 406.
  Lippe-Mulde 364.
  Literaturangabe 210.
  Tertiär, Bosnien und Herzegowina, Vork. 105.
Kohlenstoff-Eisenmischkristalle 42.
Kolloide Kieselsäure, Feuersteinbildung 206.
Kolloidteilchen, Best. der Größe und der inneren Struktur mittels Röntgenstrahlen 2.
Konkretionäres Wachstum 206.
Kontaktlagerstätten, Tetiuxedistrikt, Rußland 38.
Kontaktmetamorphe Lagerstätten, Mexiko 37.
Kontaktmetamorphose, Taktitbildung 340.
Kontaktmetasomatische Umwandlung eines Ankeritganges, Norwegen 340.
Konvektionsströme während Auskristallisation des Magmas 69.
Korallen
  Carbon, Großbritannien u. Irland 117.
  Septalapparatentwicklung 393.
  Verwandtschaft 392.
Korrelationen in der leblosen Natur 137.
Kreide
  Afrika, Tripolis, Korallen 398.
  Alpen, Reußgebiet, Nummuliten(?) 88.
  Böhmen, Aporrhais requieniana 123.
  —, Gervillia-Arten 123.
  —, Neratovic, Fauna 369.
  Griechenland, Fauna 113.
  Himalaya, Gieumalsandstein 370.
  Mississippibecken, Potamogeton-Reste 406.
  Munieria baconica 267.
  Neu-Seeland, Verbreitung 235.
  New Jersey, Glaukonit, Verarbeitung auf Kalidünger 208.
  Nordamerika, Micrabacia-Arten 119.
  —, Rocky Mts. in Colorado und Neu-Mexiko, Beziehungen 371.
  —, San Juan Co., Neu-Mexiko, Fauna 371.
  Palästina, Danien mit Pecten obrutus 370.

Kreide
Schweizer Alpen, Verbreitung 84.
Schweiz, Vierwaldstätterseegebiet, Stratigraphie 91.
Spanien, Catalonien, Fauna 369.
Tibet, Fauna 210.
Kreidefeuerstein, Entstehung 207.
Kriegalp, Binnental, Sphenkristalle 1.
Krim, Mineralien 34.
Kristalle
elektromagnet. Masse 6.
flüssige 152, 153.
im langwelligen ultraroten Spektrum, opt. Eigensch. 278.
Kristallgestalt, Einfluß der Oberflächenenergie darauf 137.
Kristallgitter, chemische Bedeutung 273.
Kristallkräfte 274.
Kristallstruktur
von MgO 4.
von Rutil und Kassiterit 5.
von Wulfenit und Scheelit 6.
von ZnO 5.
Kristallstrukturen, graphische Bestimmung 277.
Kristallwachstum 2.
Kristallwinkel von Mischkristallen u. ihren Komponenten, Beziehungen 11.
Kristallzeichnen 4.
Kristallzylinder, Streß- und Spannungskräfte 9.
Kristallinische Eisenoxydhydrate 16.
Kristallinische Form und Oberflächenspannung 138.
Kristallisationsdifferentiation bei Eruptivgesteinen 75.
Ktypeit, Modifikation von $CaCO_3$ 147.
Kupfererze, Graubünden 104.
Kupferformation Niederschlesiens 368.
Kupferglanz, Telkwa in Britisch-Columbien, Genesis 40.
Kupferkies, Litchfield Conn., Vork. 39.
Kupfer-Silbererze, Telkwa-Distrikt, Britisch-Columbien 39.
Lamellibranchiata, Trias, Neu-Seeland 230.
Lauterbrunnental
Kontaktschollen im Gneis 97.
Rhätfauna 94.
Leadhillit, Cornwall, Krist. 167.
Lepidokrokit, opt. Eigenschaften 14.
Lepidolith, Rožna, Mähren, Vork. 25.
Leptotrachelus eupachygnathus 133.
Lepus timidus, Diluvium, Dekansky vrch, Wolin, Südböhmen 64.
Lepus timidus, Postglazial, Pilisberg bei Budapest 259.
— *variabilis, Diluvium, Zechovic, Südböhmen 59.*
Leucitbasalte, chem. Zus. 67.
Leucitgesteine, Typengruppe 54.
Leucitpseudomorphosen nach Nephelin, Albanergebirge 311.
Liasgliederung des Juragebirges 84.
Lievrit
in Magnetitlinsen, Rothenzechau 339.
Schweden, Vork. 33.
Limonit, Doppelbrechung 14.
Linguifolium Lillieanum, Mt. Potts, Neu-Seeland 241.
Lippe-Mulde, Carbon, Gasflammkohlenschichten 364.
Lithionturmalin, Rožna, Mähren, Vork. und Krist. 25.
Lonchocephalus, Cambrium, Nordamerika, neue Arten 124.
Lonsdaleia-Arten, englisches Carbon 118.
Lopolith = Duluthgabbro 70.
Lublinit, Mähren, Vork. 26.
Luppbodetal, Harz, Schiefer, Analysen 328.
Madagaskar, Gangamopteris, Schizoneura, Phragmites, Nephrodium 405.
Magdalénien, Oberkassel bei Bonn, Knocheninstrumente 261.
Magma im Erdinnern, stoffliche Inhomogenität 184.
Magmen, Konvektionsströme 69.
Magmendifferentiation 70.
Magnesia, refraktäre Eigenschaften 8.
Magnesit
Galgenberg bei Zobten in Schlesien, Vork. und Genesis 172.
Hohenburg, Vork., Analysen 174.
Kalifornien und Nevada, Vork. 177.
kristalliner bei St. Martin a. d. Salza, Steiermark, Analysen 176.
Ural, Vork. 177.
Magnesitspat (Giobertit), Lichtbrechung, Dichte, chem. Zus. 158.
Magnesiumoxyd, Kristallstruktur 4.
Magnetisierbarkeit des indischen Brauns 8.
Magnetkies
Litchfield, Conn., Vork. 39.
Mikrostruktur 314.
Rothenzechau 339.
Magnetitgabbro, Iron Lake, Analyse 73.
Mährens Mineralien, Beiträge 25.

Makenzieflußgebiet, Sedimentation 202.
Malachit
Guchab, Otavigebirge, Vork. 316.
Slata, Tunis, Vork. 169.
Mammutfund im Löß von Binningen bei Basel 84.
Mangandioxyd, rhythmische Bänderung in Rhyolithtuffen 342.
Manganfayalit, Södermannland, Schweden 34.
Manganspat, Vielle Aure, Analyse, Brechungsexp. 160.
Marlborough-Konglomerat, Neu-Seeland 223.
Marmor, Ostmazedonien, Alter und Ursprung 27.
Marschböden, Profilbau 345.
Maskelynit im Meteorit von Toulouse 1914. 43.
Massikot, Tsumeb, Vork. 317.
Mazedonien (Ost-), Stratigraphie u. Tektonik 21.
Mazedonisch-albanisches Grenzgebiet des Ohrida-Sees, geol. Karte 109.
Meeresablagerungen, neogene, Strumafurche 30.
Meeresbildung, Adriatisches Meer 115.
Meeresboden, Sedimentbildung 202.
Mejonit, Konstitution 284.
Melanotekit, Schweden, Vork. 33.
Melilith und Gehlenit, Konstitution 283.
Melilithkristalle, Peperino, Albaner Gebirge, Analyse 311.
Menomonia calymenoides, Cambrium, Nordamerika 124.
Menschenfund, diluvialer, von Oberkassel bei Bonn 260.
Mesitin, Traversella, Analyse, Brechungsexp. 164.
Metacinnabarit, Rheinpfalz 24.
Metalloberflächenschichten, Zwillingsbildung 319.
Metallographie, Lehrbuch von G. Tammann 1.
Metallographische Untersuchung von Erzlagerstätten 313.
Metalloxyde und -sulfide als Imprägnationen in Futtersteinen von Schmelzöfen 40.
Metamorphe Schiefer, Ostmazedonien, Alter und Ursprung 28.
Metamorphose, Volumänderung 341.
Meteoreisen
natürliches u. synthetisches, Elektrizitätsleitung 181.
Yenberrie, Nordaustralien 180.
Meteoreisenblöcke aus Deutsch-Südwestafrika 43.
Meteorisches Nickel-Eisen und Polymorphismus von Kohlenstoff-Eisen 42.
Meteoriten
chondritische Struktur 42.
Krähenberg in der Rheinpfalz 25.
Pallasite, Klassifikation 318.
Sachsens 180.
Saint-Sauveur bei Toulouse 1914. 43.
The Fisher, Polk Co., Minnesota, Analysen 41.
Meteoritensammlung der Techn. Hochschule zu Braunschweig 180.
$MgO—Al_2O_3—Si_2$, ternäres System 285.
Michigan, Nicaraguagruppe, Korallen 118.
Micrabacia, ob. Kreide, Nordamerika 119.
Microtus arvalis, Pilisberg, Postglazial 258.
Middle-Clarence, Neu-Seeland, notocäne und pränotocäne Gesteine 224.
Mimetisitkristalle, Tsumeb 317.
Mineralien
der Rheinpfalz 24.
Farbenveränderung durch Strahlung 143.
in Gesteinen, Bestimmung mit der Rosiwal-Methode 191.
Mährens 25.
Massiv von Slata, Tunis 168.
neue 34.
Niederrheinisches Vulkangebiet, Bildung und Umbildung 273.
Schwedens 26.
Mineralogie
Leitfaden von Ruska 1.
Rußlands 33.
Mineralogische Klassifikation von Eruptivgesteinen 193.
Miocän, Strumagebiet, Senkungsfeld 39.
Mischkristalle
des ternären Systems $CaO—MgO—SiO_2$ 295.
und ihre Komponenten, Beziehungen der Kristallwinkel 11.
Moldawite, Entstehung 181.
Molukken, Tektonik 222.
Mollusken
Diluvium, Wolin, Südböhmen 62, 68.
Neu-Seeland 233.

Molybdänglanz
in Apliten der Protogine, Schweizer Alpen 104.
Kanitz in Mähren, Vork. 26.
Molybdänit, opt. und photoelektrische Eigenschaften 8.
Molybdophyllit, Schweden 28.
Monticellit, Lichtbrechung 291.
Montterrible-Kette, Rheintalische Brüche 81.
Morphogenetische Studien aus Albanien 110.
Murnauer Moos, Uebertiefungs-, Zungenbecken 383.
Mürtschendecke, Grenze gegen Glarnerdecke 99.
Myelinformen, opt. und mechanisches Verhalten 152.
Mylonit, Dent du Midi 97.
Myodes torquatus, Diluvium, Südböhmen 58.
Myrmekit, kristalloblastisches Verdrängungsprodukt 184.
Mytilus-Dogger, Schweizeralpen, Kohlenvork. 101.
Nagetiere, Diluvium, Zechovic, Südböhmen 57.
Nashorn, sibirisches, Diluvium, Zechovic, Südböhmen 59.
Natriumnitrat, spontane Kristallbildung 3.
Natrolith, Palzendorf, Mähren, Vork. 25.
Natron-Kali-Nepheline 298.
Natronsarkolit. Konstitution 283.
Neocalamites Nathorstii, Jura, Whitby 405.
Neogene Meeres- und Süßwasserablagerungen, Ostmazedonien 30.
Neomeris, Tertiär, Paris 401.
Nephelin
chem. Zus. 300.
und Kalinephelin, Mischbarkeit 299.
Parco Chigi nei Monte Albani, Analyse 309.
Schweden, Vork. 29.
Nephelinsyenite, Typengruppe 53.
Nephrit und Serpentin, Genesis 189.
Nephrodium, Pleistocän, Benenitra, Madagaskar 405.
Neratovic, Böhmen, Kreidefauna 369.
Neue Mineralien 34.
Cuproplumbit (?), Tsumeb 318.
Dixenit und Trigonit, Långban, Törnebohmit, Bastnäs 303.
Neu-Seeland, Clarencetal, Gesteine 224.
Neu-Seeland
großes Marlborough-Konglomerat 223.
Trias, Fauna, Tektonik 229.
Niederländisch-Timor, Ueberschiebungen 222.
Niederrheinisches Vulkangebiet, Mineralien 273.
Niederschlesien, Zechstein, Plattendolomit, Fossilführung 367.
Niederschlesische Kupferformation 368.
Nordamerika
Algen, Präcambrium 407.
Californien, Periklas und Calcit-Brucit-Gesteine 334.
Florida, allochthone Kohle 406.
Norwoodia gracilis, ponderosa, saffordi, simplex und tenera, Cambrium, Nordamerika 124.
Notocän, Neu-Seeland 235.
Nummuliten, Eocän, Haha-jima 390.
Nummulitenformation zwischen Rhein und Reuß 88.
Oberflächenenergie der Kristalle 137.
Oberkassel bei Bonn, diluvialer Menschenfund 260.
Oehrlikalk, Doldenhorn, Schweiz 85.
Oelschiefer, Jura und Trias, Schweiz 103.
Ofenhorn, Binnental, Sphenkristalle 1.
Ograzden Planina, Ostmazedonien, Grundgebirge 23.
Ohrida-See, geol. Karte 110.
Oldhamit im Meteorit von Toulouse 1914. 43.
Olivin
Lermon, Schweden, Krist. 28.
Monti Rossi, Kristalle, Analyse 170.
Oolithbildung 206.
Optische Eigenschaften von Zinkblende, Analcim, Quarz, Turmalin, Topas u. a. im langwelligen ultraroten Spektrum 279.
Orinostraea Phillipsi, Carbon, England 119.
Oruetit, Serrania de Ronda, Spanien 34.
Ostalpine Decken, Graubünden, Tektonik 99.
Ostindischer Archipel, Timor, Molukken, Gebirgsbildung 222.
Ostmazedonien, Geologie 21.
Pachymagas, neue Arten, Tertiär, Neu-Seeland 239.
Pagetia bootes u. clytia, Cambrium 126.
Paläektypologie = Paläorographie 353.
Paläobotanik
und früheste Erdgeschichte 404.
Lehrbuch von Potonié 396.

Palaeocladus mediterraneus, Lias, Vicinello, Appennin 271.
Paläographie des europäischen Oberdevons 358.
Paläographie, Handbuch 351.
Paläohydrographie 353.
Paläolithische Höhle am Pilisberg nordöstl. Budapest, Funde 257.
Palästina, Danien, Pecten obrutus 370.
Paligorskit, Billowitz bei Brünn, Analyse 25.
Pallasite, Klassifikation 318.
Paraaurichalcit, Tsumeb 317.
Parabayldonit, Tsumeb 317.
Pariser Tertiär, Dasycladaceen 400.
Parisit und Synchysit, röntgenogr. Beob. 277.
Pecten obrutus, Danien, Palästina 370.
— zealandiae, Amurikalk, Neu-Seeland 234.
Penninische Decken, Zermatter Gebiet, Exkursionsbericht 94.
Pentlandit, Litchfield, Conn., Vork. und Genesis 39.
Peridotit, Short Line Park, Minnesota, Analyse 72.
Periklas
künstl. Herstellung 309.
Riverside, Californien, Brechungsindex 334.
Schmelze 285, 289.
Perm
Klimakomponente der Eiszeit Indiens 365.
Thüringen, Zechsteintransgression 366.
siehe auch Zechstein.
Permcarbon, Asien, Kashmir, Stratigr. 361.
Permo-Carbon, Gondwanaküste 360.
Peru, Tertiär, Characilepis tripartitus 129.
Petrographische Klassifikation, Gesichtspunkte 63.
Petrologie als Wissenschaft 62.
Pflanzen, fossile 396.
Pflanzenpaläontologie 396.
Pflanzenreste, Tertiär, Hessen 405.
Phasenregel von Gibbs, Kritik 1.
Phillipsastraea Hennahi, Devon 118.
Phosgenit, Slata, Tunis, Krist. 169.
Phosphoreszierendes Zinksulfid, Kristallform, Schmelzmittel 10.
Phragmites, Pleistocän, Madagaskar 405.
Pilisberg nordöstl. Budapest, Höhlenfunde der Postglazialzeit 257.
Pinolit, Hohenburg, Bildung 175.
Plagioklase im Lopolith von Duluth, Minnesota, chem. Zus. 78.
Planchéit, Guchab, Otavigebirge, Vork. Brechung 316.
Planimeterbestimmung eines mikroskopischen Bildes 191.
Plastizität von amorphen und mikrokristallinen Stoffen 152.
Plattendolomit, niederschlesischer Zechstein 367.
Platin, Siegerländer Grauwacke, Nachweis 41.
Platystrophia, genetische Verhältnisse 121.
Pliocänbildungen im Nordschweizer Jura 79.
Podsolige Böden 346.
Polarisationsprismen, Gesichtsfelder 279.
Portugal, Ribeira de Bodilhão, Wolframit, Vork. 336.
Postglazial, Höhlenfunde am Pilisberg 258.
Potamogeton, ob. Kreide, Mississippibecken 406.
— perryi, ob. Kreide, Mississippibecken 406.
Prehnit
Konstitution 283.
Uppsala und Hästbergsgord bei Falun, Analyse 33.
Přibramer Dürrerze, Stellung und Genesis 178.
Prolobites-Stufe, Oberdevon, Gattendorf b. Hof a. S. 356.
Protoaustralischer fossiler Mensch, Java 264.
Protozoen, Formen von Foraminiferen 390.
Pseudoartefakte, Diluvium, Wolin, Südböhmen 69.
Pseudocycas, Britisch-Columbien 406.
Puenta-Formation, miocäne Flora 406.
Putorius Erminaeus, Diluvium, Zechovic, Südböhmen 57.
— *vulgaris, Diluvium, Wolin 56.*
Pyrit, Mikrostruktur 314.
Pyrobelonit, Långban, Analyse 35.
Pyromorphitgruppe, Synthese, Erstarrungspunkte 166.
Pyrosmalitkristalle, Nordmarksgrube, Schweden 30.
Pyroxenite, Gabbros, Essexite, Typengruppen 52.
Quarfeloids, Mineralien als Gesteinskomponenten 197.
Quartär, Griechenland, Zwischeneiszeiten 114.

Quartäre Niveauverschiebungen, Adriagebiet 116.
Quartäre Verbiegungen der Alpentäler 372.
Quarz
Reflexionsvermögen 278.
Streß- und Spannungskräfte 10.
Verfärbung durch Bestrahlung 143.
Quarz-Chalcedon-Geoden, Keokuk, mittleres Mississippital 165.
Quarzdiabas, Analyse 67.
Quecksilber, Rheinpfalz, Vork. 24.
Quecksilberfahlerz, Rheinpfalz 24.
Queenstonit, Entstehung 181.
Rabenstein bei Hasselfelde, Adinole 330.
Rangifer tarandus, Diluvium, Zechovic, Südböhmen 61.
Raumbildung, Adsorptions- und Adhäsionsmetasomatose 40.
Reaktionsräume bei Eruptivgesteinen 183.
Refraktäre Eigenschaften der Magnesia 8.
Rensselaeria, Devon, New York 120.
Reptilien
Barosaurus lentus 253.
Klassifikation, Abstammung, Phylogenie 132.
Rhachitome Wirbel, Bildung 132.
Rhät, Trachselhausen im Lauterbrunnental, Fauna 94.
Rheinpfalz, Mineralien 24.
Rheintalische Brüche in der Montterrible-Kette und im Clos du Doubs 81.
Rhinesuchus wolgodwinensis, Trias, Vologda 128.
Rhinoceros, Diluvium, Wolin, Südböhmen 60.
Rhizothyris, neue Arten, Tertiär, Neu-Seeland 239.
Rhomboedrische Carbonate, Brechungsquot. 157.
Rhythmische Ausfällung 33.
Rhythmische Ausscheidung des Feuersteins 207.
Rhythmische Bänderung von MnO_2 in Rhyolithtuffen 342.
Riesengebirgsvorland, Zechsteinentwicklung 366.
Rocky Mts., Kreide 371.
Röntgenographische Ermittlung der Parameter eines Kristalls 276.
Röntgenstrahlenanalyse von MgO, ZnO, TiO_2, SnO_2 4.
Rosiwal-Methode der Mineralkomponenten in Gesteinen 191.
Rotalia, Pliocän, Ver. Staaten 391.
Rotzinkerz, Struktur 5.
Rugose Korallen, Organisation 394.
Rumpfit, Wiesergut, Hohenburg, Vork. und Genese 175.
Russisch-Turkestan, Landeskunde 220.
Ruticilla phoenicura, Diluvium, Wolin, Südböhmen 68.
Rutil
Herstellung bei hohen Temp. 23.
Struktur 5.
Sachsens Meteorite 180.
San Juan Co., New Mexico, Kreidefauna 371.
Sarcolit, Konstitution 283.
Sarlijagebirge, Ostmazedonien, Grundgebirge 25.
Sarmatisches Meer, Ostmazedonien 31.
Sauerland, Oberdevon, Stratigr. 357.
Säugetiere, Diluvium, Wolin, Südböhmen 71.
Scheelit, Struktur nach Art des Diamantgitters 6.
Schelfablagerungen im Meere 202.
Scherungsbewegungen, Mazedonien 43.
Schiefer, hochmetamorph, Ostmazedonien, Alter und Ursprung 27.
Schildkröten und Verwandte 133.
Schilthorngruppe, Berner Oberland, Stratigraphie und Tektonik 85.
Schizodus rotundatus, Zechstein, Niederschlesien 368.
Schleimig-flüssige Kristalle, Strukturverdrehung 153.
Schlenke, Clausthal, Analyse 280.
Schönfeld—Schlaggenwald. Wolframit- und Zinnerzlagerstätten 339.
Schweden, Smålands Taberg, Titanomagnetit, metallogr.-mikr. Unters. 315.
Schwedische Mineralien 27.
Schwefel, kolloider, Polychromie 144.
Schweiz
Berner Oberland, Talbildung 388.
Binnental, Sphenkristalle 1.
Rheintalische Brüche in der Montterrible-Kette und im Clos du Doubs 81.
Tunnelgeologie 83.
Schweizer Alpen
Kohlen 101.
nördlicher Teil, Trias- und Juratransgression 93.
Schweizer Alpentektonik 86.
Schweizer Jura, Nord-, Bretzwil, Tektonik 80.

Schweizer Jura, Nord-, Pliocänbildungen 79.
Schwerspat siehe Baryt 156.
Sclerosaurus, Bez. zu den Schildkröten 133.
Sedimentation, Makenzie-Flußgebiet 202.
Sedimentationsprobleme und Alpengebirgsbildung, Bez. 105.
Sedimentbildung am Meeresboden 202.
Sedimentgesteine, Literaturangabe 200.
Seeplatte von Belis, Albanien, Morphogenetische Studien 111.
Selwyn Rapids-Schichten, Neu-Seeland, Fauna 249.
Senon, Süd-Neu-Seeland, Fauna 250.
Septalapparat bei paläoz. Rugosen und lebenden Korallen 393.
Serbien
Chromeisenstein, Vork. 337.
Gletscherspuren 108.
Sernftal (Glarus), diluviale Schotter mit Moränenbedeckung 87.
Serpentin, Entstehung 186.
Serpentindurchbrüche, Ostmazedonien 29.
Sidotblende, Phosphoreszenz 11.
Siegerländer Grauwacke, mikrosk. Nachweis von Gold und Platin 41.
Silberlagerstätten, Cobalt in Ontario, Mineralien 38.
Silber-Kupfererze, Telkwa, Britisch-Columbien, Genesis 39.
Silikatfamilie, neue, Schlacken 279.
Silur
Asien, Gondwanaküste, Oberburma 216.
Maine, Spiriferarten 120.
Simplongebiet, Granitgneise, Alter 97.
Siphoneae verticillatae, Carbon—Kreide 266.
Siphoneen, Villanova bei Turin 399.
Skapolith, Schweden, Vork. 30.
Sobralit, Södermannland, Schweden 34.
Spermophilus citillus, Zechovicer Diluvium, Südböhmen 57.
Sphen
Binnental, Krist. 1.
Druntobel (Graubünden), Vork. und Krist. 2.
Sphenoclymenia Schdwf. Oberdevon, Gattendorf bei Hof a. S. 357.
Sphenomanganit, Långban, Schweden 34.
Spilosit, ein textureller Begriff 321.
Spiriferarten, Silur, Maine 120.
Spitzbergen
arktische Böden 343.
triassische Fische 129.
Stabilität von Calcit, Aragonit 152.
Stammesgeschichte der Siphoneae verticillatae 269.
Stanserhorn—Arvigrat, Stratigraphie und Tektonik der Klippen 89.
Stegosaurus stenops, Modell 255.
Steinkohlengebirge, Diersburg—Berghaupten, Baden, Stratigr. 363.
Steinsalz
Nordschweiz, Vork. 103.
Verfärbung durch Bestrahlung 143.
Stenurothrips succineus, aus dem baltischen Bernstein 128.
Steppenfauna, Wolin, Südböhmen 55.
Steppeniltis, Diluvium, Zechovic, Südböhmen 55.
Streß- und Spannungskräfte in Kristallzylindern 9.
Strumagebiet, Stratigraphie und Tektonik 21.
Stylolithbildung 205.
Stylolithenstruktur, Knoxvillekalk, Natur und Entstehung 205.
Südwesttibet, Gesteine und Fauna 212.
Sulfatcancrinit
Beaver Creek, Colorado, Analyse 313.
opt. Charakter 313.
Sulfide von Metallen als Imprägnation in Futtersteinen von Schmelzöfen 40.
Sulfidführende Norite und Pyroxenite, Litchfield, Conn. 39.
Sus scrofa ferus, Diluvium, Wolin, Südböhmen 64.
Syenite und Diorite, Typengruppe 48.
Symmetrieachsenbestimmung eines kubischen Kristalls 275.
Symplektitische Struktur 183.
Synantetische Mineralien 183.
Synchysit und Parisit, röntgenogr. Beob. 276.
Taenit, Struktur 43.
Taktit, Produkt der Kontaktmetamorphose 340.
Talbildung
Berner Oberland 388.
Eiszeit, Werdenfelser Land 379.
Talk-Carbonatgesteine, Bildung 188.
Talklager, Hohenburg, an Magnesit gebunden 173.
Tektite, Entstehung, Gestalt, phys. Eigensch. 182.
Telkwa, Britisch-Columbien, Kupfer-Silbererze, Genesis 39.

Tendaguruformation, Ostafrika und Amerika, Morrisonform., Alter 372.
Tephroit, Pajsberg, Schweden, Formen 29.
Tertiär
Asien, Gondwanaküste, Stratigr. 215.
—, Zentraltibet, Fauna 211.
Bosnien, Kohlenvorkommen 106.
Hessen, fossile Pflanzenreste 405.
Juragebirge, Nordschweiz, Gesteine 79.
Neu-Seeland 231.
Ostmazedonien, Stratigraphie und Tektonik 34.
Paris, Dasycladaceen 400.
Peru, Characilepis tripartitus 129.
Puentaformation 406.
Russisch-Turkestan, Gebirgsbildung 221.
Schweiz, Basler Gegend, Stratigraphie 82.
Vereinigte Staaten, Foraminiferen 390.
Tetracoralla und Hexacoralla, Verwandtschaft 392.
Tetrapoden, Lit. 132.
Teutloporella, Trias, Appennin 271.
Thecodontosaurus minor, Pitsing, Süd-Afrika 136.
— Trias, Vologda 128.
Theodolitmikroskop 144.
Theralithe
chem. Zus. 67.
und Shonkinite, Typengruppe 53.
Theriodontia, Klassifikation 133.
Thüringen, Zechsteintransgression 366.
Tianschan, Gebirgsbildung 221.
Tibet (Zentral-), Kreide und Eocän, Fauna 210.
Tibetanisches Hochland, Tektonik 214.
Tiefengesteine, 143 Typen 58.
Tilasit, Långban, Krist. 156.
Timor, Ueberschiebungen 222.
Titanit, Binnental, Krist. 1.
Titanomagnetit, Smålands Taberg, metallogr.-mikrosk. Untersuchung 315.
Tölzer Becken, Bildung 382.
Ton
Kieselsäurebestimmung nach der Schlämmethode 345.
Schlämmanalyse 349.
Tonopah, Nevada, Erzentstehung 179.
Topas
Longban, Krist. 31.
Schneckenstein, Verfärbung durch Bestrahlung 143.
Törnebohmit, Bastnäs, Analyse 304.
Transgressionen der Trias und des Jura in den nördlichen Schweizeralpen 93.
Trias
Griechenland, Gesteine und Fauna 113.
Neu-Seeland, Fauna, Gesteine, Tektonik 228.
Schweiz, Eptingen, Ceratiten des Hauptmuschelkalks 82.
—, Vierwaldstätterseegebiet, Stratigraphie der Klippengesteine 90.
Schweizeralpen, Scheidnössli, Kontakt 95.
—, Windgälle, Transgressionen 93.
Siphoneae verticillatae 266, 271.
Spitzbergen, Fische 129.
Vologda u. Kastroma Gouv., Fische u. Stegocephalen 128.
Triceratops, Schädelknochen 256.
Trigonia-Arten, Seymour in Neu-Seeland 245.
Trigonitkristalle, Anal., Långbanshyttan 301.
Trilobiten
Bau und Leben 126.
Cambrium, Nordamerika, neue Familien 124.
Triloculina asperula, Bonaventuraformation 391.
Trimerit, Jakobsberg, Schweden 29.
Tripolis, Kreide, Korallen 398.
Trogschlüsse, Lage 375.
Troilit im Meteorit von Toulouse 43.
Troktolith, nördl. Proctor, Analyse 72.
Tsinania cleora und elongata, Cambrium, Nordamerika 125.
Tsumeb, Mineralien der Erzlager 317.
Tundren- und Steppenfauna, Zechovic, Wolin 53.
Tunis, Mineralien des Massivs von Slata 169.
Tunnelgeologie, Schweiz 83.
Turdus musicus, Diluvium, Zechovic, Südböhmen 62.
Turgit, opt. und thermische Eigenschaften versch. Fundorte 14.
Turiner Gegend, Diplopora annulata 399.
Türkei, europäische, Chromerze 337.
Turkestan, russisches, Landeskunde 220.
Turmalin
Käringbricka, Schweden, Krist. 33.
opt. Eigensch. im ultrarotem Spektrum 279.
therm. Dilatation 278.
Typengruppen von Eruptivgesteinen 50.

Tyrannosaurus. Fundgeschichte und Skelett 135.
Unioarten, Kreide, Neu-Mexiko 372.
Ural, Magnesit, Vork. 177.
Ursus spelaeus, Cotencher, Gorges de l'Areuse, Schweiz 82.
— spelaeus, Postglazial, Pilisberg bei Budapest 258.
Vallorbe, Mont d'Or-Tunnel, Tektonik 83.
Vanuxemella contracta, Cambrium, Nordamerika 125.
Vardargebiet, Serpentin, Diabas 30.
Vaterit, Dichte, Brechung 147.
Veitscher Magnesittypus im Ural 177.
Vepresiphyllum falciforme, Devon, Neu-Südwales 119.
Vesuvian, Danemora, Schweden, Krist. 30.
Vesuvianformel 284.
Vierwaldstätterseegebiet, Stanserhorn—Arvigrat, Stratigraphie u. Tektonik 89.
Villamaninit, Carmenes, Prov. Leon in Spanien, Analyse 36.
Vögel, Diluvium, Böhmen 61.
Vulkangebiet, Niederrheinisches, Mineralien, Bildung u. Umbildung 273.
Vulpes vulgaris, Diluvium, Wolin, Südböhmen 55.
Wadjakmensch, Java, Beschreibung 266.
Waipara-Distrikt, North-Canterbury, Neu-Seeland 235.
Waiparia, neue Arten, Tertiär, Neu-Seeland 239.
Wallgauer Becken, Ufermoränen 382.
Wallis, Anthrazit, Vork. 101.
Wanneria walcottana, Cambrium, Nordamerika 125.
Websterit, Madagaskar, Analysen 334.
Weka Pass-Distrikt, North Canterbury, Neu-Seeland 235.
Werdenfelser Land, diluviale Talgeschichte 379.
Wiesel, Diluvium, Südböhmen 56.
Windgällegebiet, Transgression der Trias und des Jura 93.
Wisen, Schweiz, Keuper-Liasfolge 82.
Wolframit-Zinnerzlagerstätten, Schönfeld—Schlaggenwald 339.
Wolframit, Zinnerz, südöstl. Portugal 336.
Wolin, Zechovicer Tundren- und Steppenfauna 53.
Wollastonit-Mischkristalle 289.
Wollastonit und verwandte Mischkristalle 294.
Wulfenit, Struktur d. Diamantgitters 6.
Zechovic (Wolin), Tundren- und Steppenfauna 53.
Zechsteinentwicklung im Riesengebirgsvorland 366.
Zechstein
Niederschlesien, Plattendolomit 367.
niederschlesische Kupferformation 368.
Zechsteintransgression, Thüringen 366.
Zeichnen von Kristallen 4.
Zeolithe, Rheinpfalz, Vork. 24.
Zinkblendelagerstätten, südl. Norwegen 340.
Zinkblende, Mikrostruktur 314.
Zinkspat
Laurion, Brechungsexponent 160.
opt. Eig. im ultraroten Spektrum 279.
Zinksulfid, Phosphoreszenz, Kristallform, Schmelzmittel 10.
Zinnerz
siehe Kassiterit 5.
Verh. im Spektrum 279.
Zinnerz- und Wolframitlagerstätten, Schönfeld—Schlaggenwald 339.
Zinnober, Rheinpfalz, Vork. 24.
Zirkon, Dielektrizitätskonstanten, opt. Eigensch. im Spektrum 279.
Zirkonkristalle, Stockholm 31.
Zoophycus-Dogger, Klippendecke, Vierwaldstätterseegebiet 90.

11. März 1922

Neues Jahrbuch

für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn — **A. Bergeat**, in Kiel — **E. Hennig**, in Tübingen — **J. F. Pompeckj**, in Berlin

Jahrgang 1922

I. Band. Erstes Heft

Mit 4 Textfiguren

STUTTGART 1922
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele)

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele) in Stuttgart.

Vor kurzem erschien:

Rosenbusch-Wülfing:

Mikroskopische

Physiographie

der petrographisch wichtigen Mineralien.

I. Band. 1. Hälfte:

Untersuchungsmethoden.

5. völlig umgearbeitete Auflage

von

E. A. Wülfing.

Erste Lieferung.

Lex. 8°, 268 Seiten mit 192 Textfiguren und 1 farbigen Tafel.

Das Erscheinen der ersten Lieferung dieses klassischen Werkes in neuer Auflage wurde schon lange erwartet und wird daher in Fachkreisen mit Freuden begrüßt werden.

Vor kurzem erschien:

Untersuchung der Fossilfundstätten von Holzmaden

im Posidonienschiefer des oberen Lias Württembergs

von **Dr. Bernh. Hauff**

Groß 4°. 42 Seiten mit 21 mehrfachen Tafeln.

Sonderabdruck aus Palaeontographica Bd. 64.

Die Präparationen (Saurier, Pentacrinen etc.) aus der Meisterhand Bernh. Hauffs bilden eine vielbewunderte Zierde für zahlreiche naturhistorische Museen der ganzen Erde, ungezählten Gelehrten haben sie Anregungen bei ihren wissenschaftlichen Arbeiten geboten, so daß Institute und Fachkreise die selten interessante Abhandlung als eine unentbehrliche, willkommene Ergänzung zu den Hauff'schen Präparationen betrachten werden.

Inhalt des ersten Heftes.

I. Abhandlungen.

Seite

Koller, Paul: Sphen aus dem Binnental. (Mit 4 Textfiguren.) 1

II. Referate[1].

Mineralogie.

Allgemeines.

Fuchs-Brauns: Anleitung zum Bestimmen der Mineralien von C. W. C. Fuchs **(L)** . . . . . -1-

Tammann, Gustav: Lehrbuch der Metallographie, Chemie und Physik der Metalle und ihrer Legierungen **(L)** . . . . . -1-

Ehringhaus, A.: Das Mikroskop, seine wissenschaftlichen Grundlagen und seine Anwendung **(L)** . . . . . -1-

Ruska, J.: Leitfaden der Mineralogie. Eine Einführung in die Naturgeschichte der Mineralien und Gesteine unter Berücksichtigung ihrer Bedeutung für die Volkswirtschaft und Technik **(L)** -1-

Fersmann, A. E.: Verzeichnis der wissenschaftlichen Arbeiten von W. J. Vernadsky **(L)** . . . . . -1-

Surgimow, J.: Verzeichnis der unter Leitung von W. J. Vernadsky im Mineralogischen Kabinett der Univ. Moskau hergestellten Arbeiten (bis 1911) **(L)** . . . . . -1-

Le Chatelier, H.: Die Phasenregel . . . . . -1-

Scherrer, P.: Bestimmung der Größe und der inneren Struktur von Kolloidteilchen mittels Röntgenstrahlen . . . . . -2-

Miers, Sir Henry: Some features in the growth of crystals . . -2-

Carpenter, H. C. H. and Miß C. F. Elam: Crystal growth and recrystallisation in Metals **(L)** . . . . . -3-

Jemiatschenky, P. A.: Kontakterscheinungen der Kristallisation **(L)** . . . . . -3-

Artemiew, D. N.: La methode de la cristallisation des boules en application pour les études de la forme et de la structure interne des cristaux **(L)** . . . . . -3-

Stansfield, J.: Verzögerte Diffusion und rhythmische Ausfällung -3-

[1] Diejenigen Titel, die am Schlusse mit einem **(L)** versehen sind, bedeuten die zunächst nur als Literatur aufgeführten, noch nicht referierten Arbeiten.

Seite

Kristallographie. Kristallstruktur.

Weber, L.: Einige Erfahrungen und Bemerkungen über das Zeichnen der Kristalle . . . . . -4-
Wyckoff, Ralph W. G.: The Crystal Structure of Magnesium Oxide -4-
Bragg, W. L.: The cristalline structure of Zinc oxide . . . . . -5-
Williams, C. M.: X-Strahlenanalyse der Kristallstruktur von Rutil und Kassiterit . . . . . -5-
Dickinson, Roscoe G.: Die Kristallstruktur des Wulfenits und Scheelits . . . . . -6-

Kristallphysik. Instrumente.

Born, M.: Die elektromagnetische Masse der Kristalle . . . . . -6-
— Ueber die Maxwell'sche Beziehung zwischen Brechungsindex und Dielektrizitätskonstante und über eine Methode zur Bestimmung der Ionenladung in Kristallen . . . . . -6-
Voigt, W.: Die Elastizitätskonstanten von kristallisiertem Kalialaun -7-
Sestagiri Rao, K.: Die magneto-kristallinischen Eigenschaften des indischen Braunits . . . . . -7-
Le Chatelier, H. und B. Bogitsch: Ueber die refraktären Eigenschaften der Magnesia . . . . . -8-
Coblentz, W. C. und H. Kahler: Einige optische und photoelektrische Eigenschaften des Molybdänits . . . . . -8-
— Die spektrale photoelektrische Empfindlichkeit des Molybdänits als Funktion der angelegten Spannung **(L)** . . . . . -8-
Bridgman, P. W.: Beziehungen zwischen Streß- und Spannungskräften in Kristallzylindern . . . . . -9-
Tiede, Erich und Arthur Schleede: Kristallform, Schmelzmittel und tatsächlicher Schmelzvorgang beim phosphoreszierenden Zinksulfid . . . . . -10-
Gudden, B. und R. Pohl: Zur Kenntnis des Sidotblendenphosphors **(L)** . . . . . -11-
Karandejew, B.: Mikroprojektion im polarisierten Licht **(L)** . . -11-
— Ueber die Messung des Drehungsvermögens zweiachsiger Kristalle **(L)** . . . . . -11-

Mineralchemie.

Zambonini, F.: Ueber die Beziehungen der Kristallwinkel der Mischkristalle und ihrer Komponenten . . . . . -11-
Posnjak, E. und H. E. Merwin: Die hydratischen Eisenoxyde -13-
Stead, J. E. with notes of L. J. Spenzer: The ternary alleys of tin antimony-arsenic **(L)** . . . . . -23-
Konstantionev, N. und W. Smirnow: Ueber Te-Sb-Legierungen **(L)** . . . . . -23-
Efremow, N.: Kristallisation und Struktur organischer fester Lösungen **(L)** . . . . . -23-
Zemtschusny, S.: Ueber Schmelzen von Haloiden von Silber und Alkalimetallen **(L)** . . . . . -23-
Lehmann, O.: Flüssige Kristalle und ihr scheinbares Leben. Forschungsergebnisse dargestellt in einem Kinofilm **(L)** . . . -23-
Nacken, R.: Ueber die beim Erhitzen von Zementrohmehlen vor sich gehenden Reaktionen. Erste Mitt. **(L)** . . . . . -23-
Tammann, G.: Ueber isomere Legierungen **(L)** . . . . . -23-
Braly, A.: Détermination et étude des minerais. Nouveau procédé permettant de recueiller et de caractériser les enduits produits au chalumeau **(L)** . . . . . -23-

Seite

Samojloff, J. W.: Beiträge zur Genesis einiger Mineralien der Sedimentgesteine. Ueber Cölestine von Turkestan (L) . . . -23-
Wheeler, H. A.: Rasche Bildung von Bleierz . . . . . -23-
Merwin, H. E. und J. C. Hostetter: Hämatit und Rutil, gebildet durch Chlorgas bei hohen Temperaturen . . . . . -24-

Einzelne Mineralien.

Arndt, Heinrich, Otto M. Reis und Adolf Schwager†: Uebersicht der Mineralien und Gesteine der Rheinpfalz . . . . . -24-
Rzehak, A.: Beiträge zur Kenntnis der Mineralien Mährens . . -25-
Flink, Gust.: Bidrag till Sveriges mineralogi. IV. . . . . -26-
Tschirwinsky, P.: Notizen über die Mineralogie Rußlands (L) -33-
Tschirwinsky, P. und N. Orlow: Zur Mineralogie des Kaukasus und der Krim (L) . . . . . -33-
Twaltschrelidze, A.: Zur Mineralogie des Batum-Gebiets (L) -33-
Pilipenko, P.: Zur Mineralogie der Alexejewsky-Grube im Minusinsky-Gebiet (L) . . . . . -34-
Popow, S. P.: Die Mineralien der Umgegend von Jalta (L) . . -34-
Fersmann, A. E.: Zur Mineralogie des Carbon von Borowitschi (L) -34-
Dwoitschenko, P.: Die Mineralien der Krim (L) . . . . . -34-
Pilipenko, P. P.: Mineralogie des westlichen Altai (L) . . . . -34-
Ivanoff, L. L.: Zur Mineralogie Wolhyniens. III. (L) . . . . -34-
Ford, W. E.: Neue Mineralien . . . . . -34-
Flink, G.: Pyrobelonit, ein neues Blei-Mangan-Vanadat von Långbanshyttan . . . . . -35-
Schoeller, W. R. and A. R. Powell: Villamaninite, a new mineral -36-

Minerallagerstätten.

Prescott, B.: Some observations on contactmetamorphic ore deposits . . . . . -37-
Bastin, E. S.: Significant mineralogical relations in silver ores of Cobalt, Ontario . . . . . -38-
Nishihara, G. S.: Geology and ore deposits of the Tetiuxe District, Russia . . . . . -38-
Howe, E.: Sulphide-bearing rocks from Litchfield, Conn. . . . . -39-
Dolmage, V.: The copper silver veins of the Telkwa District, British Columbia . . . . . -39-
Davis, N. B.: Metal oxide and sulphide impregnation of Fire-brick -40-
Krusch, P.: Ueber Adsorptions- und Adhäsionsmetasomatose und ihre Raumbildung . . . . . -40-
Schneiderhöhn, H.: Mikroskopischer Nachweis von Platin und Gold in den Siegerländer Grauwacken . . . . . -41-
Chlopin, W.: Bor und seine Verbindungen (L) . . . . . -41-
Tetiajeff, M. M.: Wo und Sn im Onon Borzja-Gebiet, Transbaikalien (L) . . . . . -41-
Tschirwinsky, P.: Etude sur les mineraux, genèse et geologie des gisements de nitre (L) . . . . . -41-
Krotow, B.: Ueber die Fluoritlagerstätte beim Dorfe Lakly (L) -41-

Meteoriten.

Merrill, George P.: The Fisher, Polk County, Minnesota, Meteorite . . . . . -41-
— Ueber Chondren und chondritische Struktur in Meteoriten . . -42-

Seite

Tammann, G.: Ueber das meteorische Nickel-Eisen und den Polymorphismus von Kohlenstoff-Eisen . . . . . -42-
Range, Paul: Meteoriten aus Deutsch-Südwestafrika . . . . . -43-
Lacroix, A.: Une météorite tombée en 1914 à Saint-Sauveur près de Toulouse . . . . . -43-

Geologie.

Petrographie.

Allgemeines.

Rinne, F.: Gesteinskunde für Studierende der Naturwissenschaft, Forstkunde und Landwirtschaft, Bauingenieure, Architekten und Bergingenieure (L) . . . . . -44-

Eruptivgesteine.

Rosenbusch, H.: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Ein Hilfsbuch bei mikroskopischen Gesteinsstudien. Bd. I. 1. Hälfte. Die petrographisch wichtigen Mineralien. Untersuchungsmethoden. 1. Liefg. (L) . . . . . -44-
Osann, A.: Der chemische Faktor in einer natürlichen Klassifikation der Eruptivgesteine (L) . . . . . -44-
Washington, H. St.: Chemical analyses of igneous rocks published from 1884 to 1913, inclusive; with a critical discussion of the character and use of analyses (L) . . . . . -44-
Clarke, F. W.: Analyses of Rocks and Minerals from the Laboratory of the U. St. Geol. Surv. 1880—1914 (L) . . . . . -44-
Holmes, A.: A mineralogical classification of igneous rocks. (L) -44-
Shand, S. J.: A system of petrography (L) . . . . . -44-
Johannsen, A.: A quantitative mineralogical classification of igneous rocks — revised (L) . . . . . -44-
Grout, Fr. F.: Movements in crystallizing magma (L) . . . . -44-
Bowen, N. L.: Deformation of crystallizing magma (L) . . . . -45-
Cloos, H.: Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen. Neue Untersuchungen im Grenzgebiete der Gebirgsbildung (L) -45-
Osann, A.: Der chemische Faktor in einer natürlichen Klassifikation der Eruptivgesteine. I. . . . . -45-
Pirsson, L. V.: Der Aufschwung der Petrologie als Wissenschaft -62-
Cross, W.: Ueber gewisse Gesichtspunkte in der petrographischen Klassifikation . . . . . -63-
Daly, R. A.: Genesis of the Alkaline Rocks . . . . . -64-
Grout, F. F.: Internal Structures of Igneous Rocks; their Significance and Origin; with Special Reference to the Duluth Gabbro -68-
— Two-Phase Convection in Igneous Magmas . . . . . -69-
— A Type of Igneous Differentiation . . . . . -70-
Bowen, N. L.: Crystallization-Differentiation in Igneous Masses . -75-

Regionale Geologie.

Schweiz.

Buxtorf, A. und R. Koch: Zur Frage der Pliocänbildungen im nordschweizerischen Juragebirge . . . . . -79-
Lehner, Ernst: Geologie der Umgebung von Bretzwil im nordschweizerischen Juragebirge . . . . . -80-

Seite

Buxtorf, A. und E. Lehner: Rheintalische Brüche in der Mont-terrible-Kette und im Clos du Doubs . . . . . -81-
Stehlin, H.-G. et Aug. Dubois: Note préliminaire sur les fouilles entreprises dans la Grotte de Cotencher (canton de Neuchâtel) -81-
Gutzwiller, A.: Uebersicht über die Tertiärbildungen in der Umgebung von Basel auf dem Gebiet der Blätter 1, 2, 7, 8 und 10 der Karte 1:25 000 . . . . . -82-
Jeannet, Alphonse: Observations géologiques nouvelles dans le Jura bâlois soleurois . . . . . -82-
Buxtorf, A.: Bericht über den Besuch des Hauenstein-Basistunnels durch die Schweizerische geologische Gesellschaft am 13. Dezember 1913 . . . . . -82-
Leuthardt, F.: Zur Paläontologie des Hauenstein-Basistunnels -83-
Schardt, H.: Géologie et l'hydrologie du Tunnel du Mt. d'Or, entre Vallorbe et Longeville . . . . . -83-
Leuthardt, F.: Ein Mammutfund im Löß von Binningen bei Basel . . . . . -84-
Rollier, L.: Sur les étages du Lias celtosouabe . . . . . -84-
— Sur les rivages des mers médio-jurassiques et médio-cretaciques en Suisse et dans les régions limitrophes . . . . . -84-
Stauffer, Hans: Geologische Untersuchung der Schilthorngruppe im Berner Oberland . . . . . -85-
Jenny, F.: Diluviale Schotter mit Moränenbedeckung am Eingang ins Sernftal (Glarus) . . . . . -87-
Oberholzer, J.: Bericht über die Exkursion der Schweizerischen geologischen Gesellschaft in die Glarner Alpen vom 13.—15. September 1917 . . . . . -87-
Heim, Arnold: Zur Tektonik des Aubrig . . . . . -87-
Staub, R.: Zur Kenntnis des jungtertiären Granitmassivs in Bergell . . . . . -88-
Oberholzer, J.: Wildflysch und helvetischer Flysch in den östlichen Glarner Alpen . . . . . -88-
Rollier, Louis: Ueber alpine Kreide, und Nummuliten-Formation -88-
Buxtorf, A.: Ueber das mutmaßliche Vorhandensein jung-cretacischer oder alteocäner Störungen (Verwerfungen) in den helvetischen Kalkalpen . . . . . -89-
Christ, Peter: Geologische Beschreibung des Klippengebietes Stanserhorn—Arvigrat am Vierwaldstättersee . . . . . -89-
Heim, Arnold: Die Transgressionen der Trias und des Jura in den nördlichen Schweizeralpen . . . . . -93-
Gerber, Ed.: Rhätfossilien aus den Zwischenbildungen von Trachselhausen im Lauterbrunnental . . . . . -94-
Argand, E.: Compte-rendu de l'excursion de la Société géologique suisse à Zermatt les 16, 17 et 18 septembre 1915 . . . . . -94-
Lugeon, M.: Sur l'origine des blocs exotiques du Flysch préalpin -94-
Heim, Arnold: Der Kontakt von Erstfeldergneis und Trias am Scheidnössli . . . . . -95-
Heim, Albert: Die Juramulde von Fernigen . . . . . -95-
Henny, Gerhard: Sur les conséquences de la rectification de la limite alpino-dinariques dans les environs du massif de l'Adamello . . . . . -95-
Lugeon, M.: Recherches dans le massif de la Dent de Morcles. -96-
Sarasin, Ch.: La géologie des Préalpes internes entre Rhône et Grande-Eau . . . . . -97-
De Loys, Fr.: Sur la présence de la Mylonite dans le Massif de la Dent du Midi . . . . . -97-
Hugi, E.: Kontaktschollen im Gneis des oberen Lauterbrunnentales -97-

Seite

Preiswerk, H.: Zur Altersfrage der Granitgneise im Simplongebiet -97-
Koenigsberger, J.: Zur Abtrennung des Erstfelder- vom Aarmassiv und ergänzende Beobachtungen im Aarmassiv . . . . -98-
Oberholzer, J.: Der Deckenbau der Glarner Alpen östlich von der Linth . . . . . -99-
Trümpy, D.: Zur Tektonik der unteren ostalpinen Decken Graubündens. Vorläufige Mitteilung . . . . . -99-
Wehrli, Leo: Die Kohlen der Schweizeralpen . . . . . -101-
Schmidt, C.: Texte explicatif de la Carte des Gisements des matières premières minérales de la Suisse 1:500000. I. Charbons. — Asphalte, Pétrole, Gaz naturels, Schistes bitumineux. II. Sels. III. Minerais . . . . . -101-
Sarasin, Ch.: Revue géologique suisse pour l'année 1912—1916 -105-
Arbenz, P.: Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung der Alpen **(L)** . . . . . -105-
Rollier, L.: Geologie der Schweiz **(L)** . . . . . -105-

Balkanhalbinsel.

Katzer, Friedrich: Die fossilen Kohlen Bosniens und der Hercegovina -105-
Dedijer: Traces glaciaires en Albanie et en Nouvelle Serbie . . -108-
Almagià, Rob.: Tracce glaciali nelle montagne dell' Albania . -109-
Goebel: Eine geologische Kartierung des mazedonisch-albanischen Grenzgebietes beiderseits des Ohrida-Sees . . . . . -109-
Nowack, E.: Morphogenetische Studien aus Albanien . . . . . -110-
Negris, Ph.: Roches cristallophylliennes et Tectonique de la Grèce -112-
Nowack, E.: Zur Entstehungsgeschichte des Adriatischen Meeres -115-

Paläontologie.

Coelenterata.

Carruthers, R. G.: Remarkable carboniferous coral . . . . . -117-
Ehlers, G. M.: Heterolasma foerstei, a new genus and species of Tetracoralla . . . . . -117-
Smith, St.: The Genus Lonsdaleia and Dibunophyllum rugosum (Mc Coy) . . . . . -118-
— Aulina rotiformis gen. et sp. nov., Phillipsastraea Hennahi (Lonsdale), and Orionastraea gen. nov. . . . . -118-
Etheridge jun., R.: Further additions to the coral fauna of the devonian and silurian of New South Wales . . . . . -119-
Stephenson, S. W.: North American upper cretaceous corals of the genus Micrabacia . . . . . -119-

Molluscoidea — Brachiopoda.

Shaler Williams, Henry: New brachiopods of the genus Spirifer from the Silurian of Maine . . . . . -120-
Dunbar, Carl O.: Rensselaerina, a new genus of lower devonian brachiopods . . . . . -120-
McEvan, Eula Davis: A study of the brachiopod genus Platystrophia . . . . . -121-
Buckman, S. S.: The Brachiopoda of the Namyau beds, Northern Shan States, Burma **(L)** . . . . . -121-
Leidhold, Cl.: Beitrag zur genaueren Kenntnis und Systematik einiger Rhynchonelliden des Reichsländischen Jura **(L)** . . . -121-

Seite

Richter, R.: Ueber zwei gesteinsbildende Spirifer-Arten des Wetteldorfer Sandsteins **(L)** . . . . . -121-
Watson, D. M. S.: Poikilosarkos, a remarkable new genus of Brachiopods from the upper Coal measures of Texas **(L)** . . . -121-

Mollusca.

Zelizko, J. V.: Beitrag zur Kenntnis der Gervillien der böhmischen Oberkreide . . . . . -123-
— Neuer Beitrag zur Kenntnis der Gervillien der böhmischen Oberkreide . . . . . -123-
— Nachtrag zur Kenntnis der Gervillien der böhmischen Oberkreide . . . . . -123-
Böhm, Joh.: Aporrhais requieniana Wzttl., non d'Orb. . . . . -123-

Arthropoda — Trilobitae.

Walcott, Ch. D.: Dikelocephalus and other genera of the Dikelocephalinae . . . . . -123-
— Cambrian Trilobites . . . . . -124- -125-
Richter, Rud.: Von Bau und Leben der Trilobiten. I. Das Schwimmen . . . . . -126-
— II. Der Aufenthalt auf dem Boden. Der Schutz. Die Ernährung -126-
Kloučck, C.: Le genre Bohemilla Barr. . . . . -127-

Arthropoda — Insecta.

Bagnall, R. S.: On Stenurothrips succineus gen. et n. sp., an interesting tertiary Thysanopteron . . . . . -128-

Vertebrata — Faunae.

Jakowlew, N.: La faune triassique de vertébrés de la série de roches bigarrées des gouvernements de Vologda et de Kastroma -128-

Pisces.

Cockerell, T. D. A.: Some fossil fish scales from Peru . . . . -129-
Stensiö, Erick Aison: Triassic fishes from Spitzbergen . . . . -129-
Eastman, Ch. R.: Fossil fishes in the collection of the United States National Museum . . . . . -131-

Tetrapoda — Allgemeines.

Gregory, W. K.: Report of the committee of nomenclature of the cranial bones in the permian Tetrapoda, with Appendix by R. Broom **(L)** . . . . . -132-
Watson, D. M. S.: Second report of the committee of the cranial elements in the permian Tetrapoda **(L)** . . . . . -132-
Lull, R. S.: An upper carboniferous footprint from Attleborough, Massachusetts **(L)** . . . . . -132-
Jakowlew, N. N.: A contribution to the study of the primary factors in the evolution of the vertebral column . . . . . -132-

Seite

Reptilia.

Goodrich, E. S.: Classification of the Reptilia **(L)** . . . . . -132-
Huene, F. v.: Stammesgeschichtliche Ergebnisse einiger Untersuchungen an Trias-Reptilien **(L)** . . . . . -132-
Versluys, J.: Ueber die Phylogenie der Schläfengruben und Jochbogen bei den Reptilien **(L)** . . . . . -132-
Williston, S. W.: The phylogeny and classification of Reptiles **(L)** -133-
Smith-Woodward, A.: Giant Reptiles of the Weald **(L)** . -133-
Broom, R.: On some new therocephalian Reptiles from the Karroo beds of South Africa **(L)** . . . . . -133-
Sollas, J. B. and W. J. Sollas: On the Structure of the Dicynodont skull **(L)** . . . . . -133-
Williston, S. W.: Labidosaurus Cope, a lower permian Cotylosaur Reptile **(L)** . . . . . -133-
Huene, F. v.: Sclerosaurus und seine Beziehungen zu anderen Cotylosauriern und zu den Schildkröten . . . . . -133-
Watson, D. M. S.: The bases of classification of the Theriodontia -133-
Brown, B.: Tyrannosaurus, the largest flesh-eating animal that ever lived . . . . . -135-
Gilmore, Ch. W.: On the fore limb of Allosaurus fragilis . . -136-
Haughton, S. H.: A new Dinosaur from the Stormberg beds of South Africa . . . . . -136-
Huene, F. v.: Coelurosaurier-Reste aus dem obersten Keuper von Halberstadt **(L)** . . . . . -136-

Inhalt des zweiten Heftes.

I. Abhandlungen.

Seite

Wurm, A.: Zur Geologie von Ostmazedonien. (Mit 1 Kartenskizze [Taf. I] und 7 Textfiguren.) . . . 21

II. Referate[1].

Mineralogie.

Allgemeines.

Johnsen, A.: Korrelationen in der leblosen Natur (L) . . . . -137-
Lehner, Alfons: Tafeln zum Bestimmen der Mineralien auf chemischem Wege, besonders vor dem Lötrohr (L) . . . . . -137-
Merrill, George P.: Contributions to a History of American State Geological and Natural History Surveys (L) . . . . . -137-
Millosevich, Federico: Commemorazione del Socio Prof. Giovanni Strüver (L) . . . . . -137-

Kristallographie. Kristallstruktur.

Born, M. und O. Stern: Ueber die Oberflächenenergie der Kristalle und ihren Einfluß auf die Kristallgestalt . . . . . -137-
Desch, Cecil H.: Die Wirkung der Oberflächenspannung auf die kristallinische Form . . . . . -138-
Veen, A. L. W. E. van der: Zur Kenntnis der enantiomorphen Formen . . . . . -139-

Mineralphysik.

Honda, Kôtarô und Junzô Okubo: Ferromagnetische Substanzen und Kristalle im Lichte von Ewing's Theorie des molekularen Magnetismus (L) . . . . . -139-
Spangenberg, K.: Die Einbettungsmethode . . . . . -139-
— Erscheinungen an der Grenze von dünnen Objekten im Mikroskop -141-

[1] Diejenigen Titel, die am Schlusse mit einem (L) versehen sind, bedeuten die zunächst nur als Literatur aufgeführten, noch nicht referierten Arbeiten.

Seite

Berek, Max: Ueber den senkrechten Durchgang linear polarisierter ebener Wellen durch planparallele Platten durchsichtiger inaktiver Kristalle **(L)** . . . . . - 142 -
Doelter, C.: Neue Untersuchungen über die Farbenveränderungen von Mineralien durch Strahlungen . . . . . - 143 -
Auerbach, Rudolf: Ueber Polychromie des kolloiden Schwefels **(L)** - 144 -
Gudden, B. und R. Pohl: Ueber die lichtelektrische Leitfähigkeit von Diamanten **(L)** . . . . . - 144 -
Sabot, R.: La technique de Fédoroff. — Simplications au cours du travail et des reports . . . . . - 144 -

Mineralchemie. Polymorphie. Flüssige Kristalle.

Johnston, J., H. E. Merwin and E. D. Williamson: The several forms of Calcium-Carbonate . . . . . - 145 -
Koenig, Alfred E.: Einige Faktoren, welche die rhythmische Fällung beeinflussen **(L)** . . . . . - 152 -
Schachenmeier, R.: Ueber Struktur, optisches und mechanisches Verhalten der als Myelinformen bezeichneten flüssigen Kristalle sowie über Plastizität im allgemeinen . . . . . - 152 -
Lehmann, O.: Ueber die Molekularkräfte flüssiger Kristalle und ihre Beziehung zu bekannten Kräften **(L)** . . . . . - 153 -
— Ueber Strukturverdrehung bei schleimig-flüssigen Kristallen **(L)** - 153 -
— Die molekulare Richtkraft flüssiger Kristalle **(L)** . . . . . - 153 -
— Flüssige Kristalle und ihr scheinbares Leben. Forschungsergebnisse dargestellt in einem Kinofilm **(L)** . . . . . - 153 -

Einzelne Mineralien.

Aminoff, G.: Kalkspatkristaller med buktiga ytor . . . . . - 153 -
— Kristallographische Studien an Calcit und Baryt von Längbanshyttan . . . . . - 153 -
Ford, William: Studies in the calcite group . . . . . - 157 -
Gaubert, Paul: Sur les indices de réfraction des carbonates rhomboédriques . . . . . - 157 -
Tiyl, F. M. van: The Geodes of the Keokuk Beds . . . . . - 165 -
Amadori, M.: Untersuchungen über die Gruppe des Pyromorphits - 166 -
Rusell, Arthur: On the occurrence of Cotunnite, Anglesite, Leadhillite and Galena on fused lead from the wreck of the fireship „Firebrand“ in Falmouth Harbour, Cornwall . . . . . - 167 -
Buttgenbach, H.: Les Minéraux du Massif de Slata (Tunisie) - 168 -
Starrabba, F. Stella: Primo contributo allo studio delle olivine dell' Etna. Olivina ed olivina hyalosideritica dei Monti Rossi - 170 -

Minerallagerstätten.

Mühlen, L. von zur: Ueber einen neuentstehenden Magnesitbergbau am Galgenberge bei Zobten in Schlesien . . . . . - 172 -
Kittl, E.: Ein neues Talklager auf der Hohenburg zwischen Oberdorf an der Lamming und Troifach . . . . . - 173 -
— Das Magnesitlager Hohenburg zwischen Troifach und Oberdorf an der Lamming . . . . . - 173 -
Ascher, F. H.: Der kristallinische Magnesit bei St. Martin a. d. Salza, am Fuße des Grimming in Steiermark . . . . . - 176 -
Mohr, H.: Der Veitscher Magnesittypus im Ural . . . . . - 177 -
Petrascheck, W.: Die Magnesite von Kalifornien und Nevada - 177 -

Seite

Dolman, C. D.: Die Geologie des Magnesits, die aus demselben hergestellten Produkte und ihre Anwendung **(L)** . . . . . -178-
Glatzel, Emanuel: Ueber einen kristallinischen Normaldolomit von der Kneifelspitze bei Berchtesgaden in Bayern **(L)** . . . -178-
Faucon und Animat: Ueber die bathonischen Dolomite von Mourèze (Hérault) **(L)** . . . . . -178-
— Ueber die dichten Dolomite von Saint-Barthélémy (Hérault) **(L)** -178-
— Ueber die devonischen Dolomite von Villeneuvette (Hérault) **(L)** -178-
Adolf, M., M. Pulfrich und G. Linck: Ueber die Darstellung des Dolomits und die Dolomite des Röt in der Umgebung von Jena **(L)** . . . . . -178-
Kalkowsky, Ernst: Mikroskopischer Cölestin im Röt von Jena als geologische Erscheinung **(L)** . . . . . -178-
Kettner, R.: Zur Stellung der Přibramer „Dürrerze“ . . . . . -178-
Bastin, E. S. and F. B. Laney: The genesis of the ores at Tonopah, Nevada . . . . . -179-

Meteoriten.

Merrill, George P.: Handbook and descriptive catalogue of the Meteorite Collections in the United States National Museum (Smithsonian Institution) **(L)** . . . . . -180-
Mingaye, John C. H.: Ueber ein Meteoreisen, gefunden bei Yenberrie, Nordaustralien . . . . . -180-
Heide, F.: Die Meteoritensammlung der Technischen Hochschule zu Braunschweig . . . . . -180-
— Sachsens Meteoriten . . . . . -180-
Benedicks, Carl: Ueber natürliches und synthetisches Meteoreisen und seine Elektrizitätsleitung . . . . . -181-
Ruer, Rudolf und J. Biren: Ueber die Löslichkeit des Graphites in geschmolzenem Eisen **(L)** . . . . . -181-
Wing Easton, Ir. N.: The Billitonites. (An attempt to unravel the tektite puzzle) . . . . . -181-

Geologie.

Petrographie.

Eruptivgesteine.

Barrell, J.: Relations of Subjacent Igneous Invasion to Regional Metamorphism **(L)** . . . . . -183-
Pirsson, L. V.: The Classification of Igneous Rocks. A Study for Students **(L)** . . . . . -183-
Bowen, N. L.: Diffusion in silicate melts **(L)** . . . . . -183-
Holmquist, P. J.: Typen und Nomenklatur der Adergesteine **(L)** -183-
Sederholm, J. J.: On synantetic minerals and related phenomena -183-
Sokol, R.: Ueber die stoffliche Inhomogenität des Magma im Erdinnern. Ein Beitrag zur Klassifikation der Gesteine . . -184-
Benson, W. N.: Die Entstehung des Serpentins, historisch-vergleichende Studien . . . . . -186-
Robinson, N. H.: Die Summenbeträge der chemischen Analysen von Eruptivgesteinen . . . . . -190-
Grout, F. F.: A Form of Multiple Rock Diagrams . . . . . -190-
Johannsen, A.: A Planimeter method for the determination of the percentage compositions of rocks . . . . . -191-

Seite

Johannsen, A. and E. A. Stephenson: On the accuracy of the Rosiwal method for the determination of the minerals in a rock . . . . . -191-
Johannsen, A.: Suggestions for a quantitative mineralogical classification of igneous rocks . . . . . -193-
— A quantitative mineralogical classification of igneous rocks-revised . . . . . -193-

Sedimentgesteine.

Arbenz, P.: Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen **(L)** . . . . . -200-
Naumann, E.: Die Bodenablagerungen des Süßwassers. Eine einführende Uebersicht **(L)** . . . . . -200-
— Nägra synpunkter angående de limniska avlingernas terminologi **(L)** . . . . . -200-
Weigelt, Joh.: Geologie und Nordseefauna **(L)** . . . . . -200-
Michels, F.: Nachträgliche Einwanderung von Geröllen in fertige Sedimente **(L)** . . . . . -200-
Pfeiffer, W.: Gerölle im Keuper **(L)** . . . . . -200-
Böhm von Böhmersheim, A.: Bekannte und neue Arten natürlicher Gesteinsglättung **(L)** . . . . . -200-
Deecke, W.: Ueber die Lage der Versteinerungen im Gestein **(L)** -200-
— Vier Kapitel aus der petrographischen Geologie **(L)** . . . -200-
— Die Herkunft der west- und süddeutschen Sedimente **(L)** . . -200-
Merwin, H. E.: Chemical researches on sediments **(L)** . . . . -200-
Gams, H.: Uebersicht der organogenen Sedimente nach biologischen Gesichtspunkten **(L)** . . . . . -200-
Lang, Rich.: Der mitteldeutsche Kupferschiefer als Sediment und Lagerstätte **(L)** . . . . . -200-
Linstow, O. v.: Die Verbreitung der tatarischen Stufe in Westrußland und Deutschland, sowie über den Charakter der Buntsandsteinformation **(L)** . . . . . -200-
Weigelt, Joh.: Die Flachmeersäume und die Gesetzmäßigkeit ihres geologischen Baues **(L)** . . . . . -200-
— Die mitteloligocäne Meerestransgression und ihre Bedeutung für praktische Fragen **(L)** . . . . . -200-
Samojlov, J. V.: Palaeophysiology: the organic origin of some minerals occurring in sedimentary rocks **(L)** . . . . . -200-
Koehne, W.: Alter und Entstehung der Gesteine der Lößgruppe in Oberbayern **(L)** . . . . . -200-
Steidtmann, Edw.: Origin of dolomite as disclosed by stains and other methods **(L)** . . . . . -200-
Schindewolf, O. H.: Beiträge zur Kenntnis der Kramenzelkalke und ihrer Entstehung **(L)** . . . . . -201-
Richter, Rud.: Scolithus, Sabellarifex und Geflechtquarzite **(L)** -201-
Kindle, E. M.: Separation of salt from saline water and mud **(L)** -201-
— Diagnostic characteristics of marine clastics **(L)** . . . . . -201-
Blackwelder, E.: Characteristics of continental clastics and chemical deposits **(L)** . . . . . -201-
Grabau, A. W.: Problems of the interpretation of sedimentary rocks **(L)** . . . . . -201-
Kay, G. F. and J. N. Pearce: The origin of gumbotil **(L)** . . -201-
Clarke, F. W. and W. C. Wheeler: The inorganic constituents of echinoderms **(L)** . . . . . -201-
Richter, Rud.: Ein devonischer „Pfeifenquarzit", verglichen mit der heutigen „Sandkwalle" (Sabellaria, Annelidae) **(L)** . . . -201-

Seite
Troedson, G.: Skånes Dalmanitesschiefer en strandbildning (L) - 201 -
Grabau, A. W. and M. O. Connel: Were the graptolite shales, asa rule, deep or shallow water deposits? (L) . . . . . - 201 -
Weigelt, Joh.: Die mitteldeutschen Phosphatlager und die Frage ihrer zweckmäßigen Ausnutzung. (Eine Anwendung der Gesetzmäßigkeiten natürlicher Aufbereitungsvorgänge in ihrer Bedeutung für die Sedimentpetrographie) (L) . . . . . - 201 -
Bernauer, F.: Die Phosphorite des Lias von Deutsch-Lothringen (L) - 201 -
Berz, K. C.: Untersuchungen über Glaukonit (L) . . . . . - 201 -
Rastall, R. H.: The mineral composition of the Lower Greensand strata of Eastern England (L) . . . . . - 201 -
Kalkowsky, E.: Mikroskopischer Cölestin im Röt von Jena als geologische Erscheinung (L) . . . . . - 201 -
Davies, G. M.: Chromite in Beer stone (L) . . . . . - 201 -
Tarr, W. A.: Oolites in shale and their origin (L) . . . . . - 201 -
Kindle, F. M.: Notes on Sedimentation in the Makenzie River Basin . . . . . - 202 -
— Inequalities of Sedimentation . . . . . - 202 -
Andrée, K.: Ueber Sedimentbildung am Meeresboden. 1. und 2. Forts. . . . . - 202 -
Osten-Sacken, O. B. Freiherr von der: Beiträge zur Kenntnis einiger vorwiegend aus zoogenen Komponenten aufgebauter Kalksteine . . . . . - 203 -
Cotton, C. A.: Conditions of Deposition on the Continental Shelf and Slope . . . . . - 204 -
Gordon, C. H.: On the Nature and Origin of the Stylolitic Structure in Tennessee Marble . . . . . - 205 -
Berg, G.: Stylolithbildung in zwei zueinander senkrechten Richtungen . . . . . - 205 -
Bucher, W. H.: On Oölites and Spherulites . . . . . - 205 -
Maury, C. J.: Ein Fall konkretionären Wachstums von kohlensaurem Kalk in der Kapprovinz . . . . . - 206 -
Tarr, W. A.: Ueber die Entstehung des Feuersteins in den Kalksteinen der Burlington-Formation . . . . . - 206 -
Cole, C. A.: The rhythmic deposition of flint . . . . . - 207 -
Richardson, W. A.: The Origin of cretaceous flint . . . . . - 207 -
Mansfield, G. R.: General features of the New Jersey glauconite beds . . . . . - 208 -
— The physical and chemical character of New Jersey Greensand - 209 -

Erdöl. Kohlen.

Henglein, M.: Die deutschen Oelschiefervorkommen (L) . . . . - 209 -
Offermann, H.: Die primären Oellagerstätten im Wietze—Steinförder Erdölgebiet (L) . . . . . - 209 -
Seldes, J.: Die Naphthalagerstätten der Umgegend von Boryslaw—Tustanowice (L) . . . . . - 209 -
Mühlen, L. von zur: Die Oelfelder des europäischen Rußlands (L) - 209 -
Bube, K.: Ueber Montanwachs (L) . . . . . - 209 -
Washburne, Ch. W.: A discussion of „Notes on principles of oil accumulation“ by A. W. Mc Coy (L) . . . . . - 209 -
Spieker, E. M.: Erdöl in Persien und in den benachbarten Gebieten (L) . . . . . - 209 -
Rowe, J. P.: Oel und Gas in Montana (L) . . . . . - 209 -
Wegemann, C. H.: Erdöl in Wyoming (L) . . . . . - 209 -
Freeman, O. W.: Oelfelder in Zentralmontana (L) . . . . . - 209 -
Moore, R. C.: Erdölquellen in Kansas (L) . . . . . - 209 -

Seite

Illing, V. C.: The search for subterranean „oil-pools“ in the British Isles **(L)** . . . . . -209-
Preiswerk, H.: On the geological features of the oil region in the Northern Punjab (British India) **(L)** . . . . . -210-
Lang, R.: Die Entstehung von Braunkohle und Kaolin im Tertiär Mitteldeutschlands. Ein geologisch-bodenkundliches Problem **(L)** -210-
Zetzsche, P.: Steinkohle auf Spitzbergen **(L)** . . . . . -210-
Willert, H.: Ueber die Mineralführung der deutschen Braunkohlenflöze **(L)** . . . . . -210-

Kristalline Schiefer. Metamorphose.

Erdmannsdörffer, O. H.: Mechanische Probleme bei der Bildung kristalliner Schiefer **(L)** . . . . . -210-
Goldschmidt, V. M.: Metasomatosen i silikatbergarter. Vorläufiger Bericht auf der II. Skand. Geologenvers. in Stockholm **(L)** . . . . . -210-
Rogers, G. Sh.: Baked shale and slag formed by the burning of coal beds **(L)** . . . . . -210-
Bonney, T. G.: Foliation and metamorphism ire rocks **(L)** . . -210-

Regionale Geologie.

Asien.

Douvillé, H.: Le Crétacé et l'Éocène du Tibet central . . . -210-
Hedin, Sven: Southern Tibet. Discoveries in former times compared with my own researches in 1906—1908 . . . . . -211-
Touche, La: Geology of the Northern Shan States . . . . . -215-
Solger, F.: Die Geschichte der chinesischen Gebirge . . . . . -218-
Machatschek, Fritz: Landeskunde von Russisch-Turkestan . -220-
Hartmann, Ed.: Kurze Mitteilung über Ueberschiebungen auf Niederländisch-Timor . . . . . -222-
Jaworsky, E.: Ein Beitrag zur Kenntnis des untersten Doggers auf Taliabu **(L)** . . . . . -222-
Wanner, J.: Zur Tektonik der Molukken **(L)** . . . . . -222-
Wilckens, Otto: Die Tigerinsel im Cantonfluß **(L)** . . . . . -223-
Tikhonovich, N. and P. Polevoi: Geomorphological sketch of Russian Sacchaline **(L)** . . . . . -223-
Yokoyama, M.: Fossils from the Miura Peninsula and its immediate North **(L)** . . . . . -223-
Warren: Notes on a geological reconnaissance of Mountain Province, Luzon **(L)** . . . . . -223-
Vredenburg, E.: Note on the marine fossils collected by Mr. Pinford in the Garo Hills **(L)** . . . . . -223-
Wayland, E. J.: Outlines of the Stone ages of Ceylon **(L)** . . -223-
Phillipson, A.: Zur morphologischen Karte des westlichen Kleinasien **(L)** . . . . . -223-

Neu-Seeland (-Australien).

Cotton, C. A.: On the Relations of the Great Marlborough Conglomerate to the underlying Formations in the Middle Clarence Valley, New Zealand . . . . . -223-
Thomson, J. Allan: The Geology of the Middle Clarence and Ure Valleys, East Marlborough, New Zealand . . . . . -224-

Seite
Trechmann, Charles Taylor: The Trias of New Zealand . . -227-
Thomson, J. Allan: On Stage Names applicable to the Divisions of the Tertiary in New Zealand . . . . . -231-
— Diastrophic and other Considerations in Classification and Correlation, and the Existence of Minar Diastrophic Districts in the Notocene . . . . . -231-
— The Flint-beds associated with the Amuri Limestone of Marlborough . . . . . -234-
— The Notocene Geology of the Middle Waipara and Weka Pass District, North Canterbury, New Zealand . . . . . -235-
Arber, E. A. Newell: A Preliminary Note on the Fossil Plants of the Mount Pott Beds, New Zealand, Collected by Mr. D. G. Lillie, Biologist to Captain Scott's Antarctic Expedition in the „Terra Nova“ . . . . . -241-
Cotton, C. A.: The Structure and Later Geological History of New Zealand . . . . . -242-
Woods, H.: The Cretaceous Faunas of the North-Eastern Part of the South Island of New Zealand . . . . . -243-
Trechmann, C. T.: Cretaceous mollusca from New Zealand . -249-
Wilckens, O.: Die Kreideformation in Neuseeland . . . . . -249-
— Die Geologie von Neuseeland . . . . . -250- -251-
Trechmann, Ch. T.: The Jurassic of New Zealand **(L)** . . . -251-
Lockhart Jack, R.: The geology of the Moonta and Wallaroo Mining District **(L)** . . . . . -251-
Chapman, F. and R. Etheridge: Paleontological Contributions to the Geology of Western Australia (6.) No. 11 and 12 **(L)** . . . . . -251-
Blatchford, T.: The gold belt south of Southern Cross, W. Austral. **(L)** . . . . . -251-
Harper, L. F.: Evidence of uplift on the coast of New South Wales, Australia **(L)** . . . . . -251-
Cotton, L. A.: Some geophysical observations at Burrinjuck **(L)** -251-
Talbot, H. W. B. and E. de C. Clarke: The geological results of an expedition to South Australian Border, and some comparisons between Central and Western Australian Geology suggested thereby **(L)** . . . . . -251-
Howchin, W.: The geology of South Australia **(L)** . . . . . -251-

Paläontologie.

Reptilia.

Watson, D. M. S.: On the Cynodontia . . . . . -252-
Lull, R. S.: The Sauropod Dinosaur Barosaurus Marsh . . . . -253-
Ballerstedt, M.: Dinosaurierfährten im Wealdensandstein des Harrl bei Bückeburg und eine zurzeit freiliegende Spur eines „vierfüßigen“ plumpen Dinosauriers **(L)** . . . . . -254-
Lull, R. S.: The cretaceous armoured Dinosaur Nodosaurus textilis Marsh . . . . . -254-
Gilmore, Ch. W.: A new restoration of Stegosaurus . . . . . -255-
— A newly mounted skeleton of the armored Dinosaur Stegosaurus stenops in the United States National Museum . . . -255-
— A new restoration of Triceratops, with notes on the osteology of the genus . . . . . -256-
Pompeckj, J. F.: Besaß der Dinosaurier Triceratops ein Parietalforamen? . . . . . -256-

Seite

Broili, F.: Ctenochasma gracile Oppel . . . . . -257-
Boulenger, G. A.: The helodermatid Lizards of the upper Eocene of France **(L)** . . . . . -257-
Etheridge (jun.), R.: Reptilian notes. 1. Identity of Megalania (Varanus) prisca Owen with Notiosaurus dentulatus Owen. 2. Megalania prisca, a cave fossil from the Wellington cave Reserve. 3. An opalized reptilian dentary from Lightening Ridge, Walgett, of cretaceous age, described as Crocodilus (? Bothosaurus) selaslophensis **(L)** . . . . . -257-
Loomis, F. B.: A new Mosasaur from the Ft. Pierre **(L)** . . . -257-
Repelin, J.: Découverte d'ossements de grands Pythonomorphes dans le Crétacé supérieur des environs de Jérusalem **(L)** . . -257-
Watson, D. M. S.: Pleurosaurus and the homologies of the Temporal region of the Lizard skull **(L)** . . . . . -257-

Mammalia.

Kormos, Th.: Die Felsnische Pilisszántó. Beiträge zur Geologie. Archäologie und Fauna der Postglazialzeit. Unter Mitwirkung von K. Lambrecht . . . . . -257-

Prähistorischer Mensch.

Verworn, M., R. Bonnet und G. Steinmann: Der diluviale Menschenfund von Obercassel bei Bonn . . . . . -260-
Dubois, Eug.: De proto-Australische fossile Mensch van Wadjak (Java) . . . . . -264-
— The Proto-Australian fossil Man of Wadjak, Java . . . . . -264-
Woodward, A. Smith: 4th Note on the Piltdown Gravel with evidence of a second skull of Eoanthropus Dawsoni **(L)** . . . -266-
Gregory, W. K.: Facts and theories of evolution with special reference to the origin of man **(L)** . . . . . -266-

Paläobotanik.

Pia, J.: Die Siphoneae verticillatae vom Carbon bis zur Kreide -266-
Fossa-Mancini, E.: Sifonee verticillate triassiche e liassiche dell' Appennino umbro-marchigiano . . . . . -271-

Sphen aus dem Binnental.

Von

Dr. **Paul Koller** in Freiburg (Schweiz).

Mit 4 Textfiguren.

Wie so viele andere Mineralien ist auch der Sphen aus dem Binnental durch große Schönheit und Formenreichtum ausgezeichnet. Als Fundorte werden angegeben: Ofenhorn, Kriegalp, Albrunhorn, Eggerofen[1]. Die Kristalle sitzen auf einem grünen Gestein (Chlorit- und Hornblendeschiefer) in Begleitung von Quarz, Periklin und Chlorit; vielfach sind sie vom letztgenannten Mineral ganz oder teilweise überzogen. In der Farbe und der Ausbildungsweise zeigen sie eine große Mannigfaltigkeit.

Am häufigsten und in den Sammlungen am meisten vertreten sind die bekannten, nach der Klinodiagonale gestreckten Zwillinge nach der Basis. Doch kommen auch einfache Kristalle vor, die aber im Gegensatz zu den vorerwähnten Zwillingen in der Regel nur von geringer Größe sind. Die Binnentaler Sphene waren schon Gegenstand mehrfacher Untersuchungen[2]. Einfache Kristalle dieses Vorkommens wurden bisher nur von Busz[3] beschrieben.

Im folgenden sollen nun solche einfache Sphenkristalle behandelt werden, die sich durch eine deutliche Streckung nach dem Prisma (110) und der Hemipyramide (14$\bar{1}$) aus-

[1] Baumhauer, Die Mineralien des Binnentales. Bull. d. l. soc. Murith. Sion 1905. p. 42. — Desbuissons, La vallée de Binn. Lausanne 1909. p. 179.

[2] Eine Zusammenstellung der Literatur findet sich bei Desbuissons l. c.

[3] Busz, Dies. Jahrb. 1886. Beil.-Bd. V. p. 330 ff.

zeichnen. Sie wurden bisher noch nicht untersucht. Doch muß hier auf eine Arbeit von Césaro [1] aufmerksam gemacht werden, der Sphen vom Druntobel (Graubünden) beschreibt, welcher aber genau mit den Kristallen des hier behandelten Vorkommens übereinstimmt. Die in der hiesigen Universitätssammlung, sowie im kantonalen Museum befindlichen Stufen mit Sphen vom Druntobel (Tobel Drun) zeigen ausnahmslos Zwillingskristalle, während die hier beschriebenen einfachen Sphene alle vom Binnental stammen und gleiche Kristalle in den beiden obenerwähnten Sammlungen als von diesem Fundort angegeben werden. Auf Einzelheiten in der Übereinstimmung wird bei der Beschreibung der Kristalle hingewiesen werden.

Wie schon gesagt, sind diese Sphene nach (110) und (14$\bar{1}$) gestreckt. Sie zeigen eine schöne gelbgrüne Farbe, äußerst lebhaften Glanz, soweit sie nicht von Chlorit überzogen sind. Wie bei vielen anderen Titaniten ist auch hier zu beobachten, daß die Flächen gestreift, geknickt oder treppenförmig gebaut sind, so daß die Messungen oft schwierig und ungenau werden. Die Kristalle sind meist nur wenige Millimeter groß, der größte 11 mm.

Als Aufstellung wählte ich die von Naumann mit den Elementen:

$$a : b : c = 0{,}427155 : 1 : 0{,}657564; \quad \beta = 85°22'22''.$$

Bei der großen Zahl von Formen, die am Titanit bis jetzt beobachtet wurden (103), war es nicht zu erwarten, neue Formen zu finden. Dennoch konnte eine solche aufgestellt werden. Hauptsächlich handelt es sich in der vorliegenden Untersuchung um einen allgemeinen Überblick der kristallographischen Verhältnisse dieses noch nicht näher beschriebenen Vorkommens. Leider war es mir nicht möglich, genügend reines Material für eine Analyse zu sammeln. Aus demselben Grunde mußte auch eine Bestimmung des spezifischen Gewichtes unterbleiben. Beide Lücken sollen im Anschluß an eine andere Arbeit ausgefüllt werden, sobald die Verhältnisse es gestatten, wieder neues Arbeitsmaterial zu bekommen.

[1] Césaro, Bull. d. l'Academie Royal de Belgique. Classe des sciences. Bruxelles 1907. p. 313 ff.

Kristall I.

Dieser größte unter den hier behandelten Sphenen hat eine Länge von 11 mm. Er war nur mit einem Ende aufgewachsen und auch da nur mit einer ganz kleinen Stelle, so daß alle Formen mit allen Flächen auftreten.

In Fig. 1 sind die Verhältnisse dieses Kristalls dargestellt. Der untere Teil (die Seite, mit welcher er aufgewachsen war) ist teilweise mit Chlorit überzogen. Auch sind die Flächen hier stark gestreift und geknickt, an einzelnen Stellen auch angegriffen (geätzt?), so daß hier nur sehr ungenaue Messungen vorgenommen werden konnten; mehrfach genügen die gefundenen Werte nur zur Erkennung und Konstatierung einer bestimmten Form. Der obere Teil dagegen ist besser ausgebildet. Jedenfalls ist er ganz frei von einem Chloritüberzug und die Flächen sind schön glänzend, wenn auch gestreift und geknickt. Das Innere dieses gelbgrün gefärbten Kristalles ist von Sprüngen durchsetzt, teilweise mit Einschlüssen von Chlorit. Am stärksten tritt die Fläche 4P4 hervor; er ist in der Richtung der Zone $(14\bar{1}):(121)$ gestreckt.

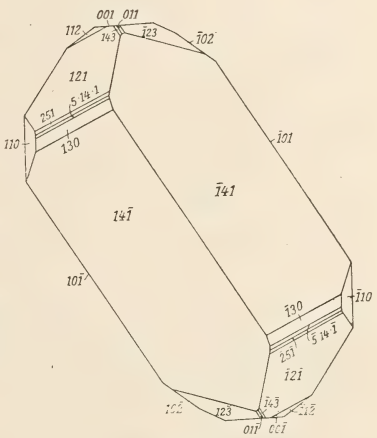


Fig. 1.

Folgende Formen wurden beobachtet:

(001)	. . .	0P	= P	$(12\bar{3})$	. . .	$\frac{3}{3}$P2	= n
$(10\bar{1})$	. . .	P∞	= g	(112)	. . .	— $\frac{1}{2}$P	= i
$(10\bar{2})$	. . .	$\frac{1}{2}$P∞	= x	(121)	. . .	— 2P2	= t
$(01\bar{1})$	. . .	P∞	= r	(143)	. . .	— $\frac{4}{3}$P4	= w
(110)	. . .	∞P	= l	(251)	. . .	— $5P\frac{5}{2}$	= l_2
(130)	. . .	∞P3	= M	(5.14.1)	.	—$14P\frac{14}{5}$	= l_4
$(14\bar{1})$	. . .	4P4	= s				

Von diesen Formen sind für das Binnental neu: w, i und l_4; die letzte Form wurde von Cesáro (l. c.) beobachtet und ist für die hier beschriebenen Kristalle charakteristisch,

denn sie tritt an allen auf. Sie gehört der am stärksten ausgebildeten Zone an, die hier mit den folgenden Flächen ausgebildet ist:

(14$\bar{1}$) (130) (5 . 14 . 1) (251) (121) (112).

Es wurde gefunden:

	I.	II.	III.	IV.	Mittel	ber.
4P4 : ∞P3 . .	20° 20′	20° 24′	20° 41½′	20° 32½′	20° 27′	20° 23′
4P4 : — 14P$\frac{14}{5}$.	25 39	26 5	25 54½	26 18	26 14⅛	25 36
4P4 : — 5P$\frac{5}{2}$ . .	33 29	34 00	34 12½	33 54	33 53⅞	34 05
4P4 : — 2P2 . .	48 20	49 00	48 51	48 54	48 46¼	48 50
4P4 : — ½P . .	74 25	75 3	74 55½	75 21	74 56⅛	74 59

Wie man sieht, weichen einzelne Winkel und das Mittel ziemlich stark von den berechneten Werten ab. Es ist aber bei der schlechten Beschaffenheit der Flächen nicht zu verwundern. Besonders 4P4 ist stark gestreift und zwar nach 3 Richtungen. Erstens nach der Kombinationskante mit ∞P3, zweitens nach der Kante mit P∞ und drittens nach der Kante mit $\frac{2}{3}$P2. Die letztere Streifung tritt jedoch gegen die beiden ersten zurück. Cesáro beschreibt diese an seinen Kristallen, die wir wohl mit den unseren identifizieren können, folgendermaßen (l. c.):

„Lorsqu'on examine sommairement les faces du prisme „e$^{\frac{1}{2}}$ [14$\bar{1}$] [1], on est étonné de voir, que certaines d'entre elles „portent des stries assez grossières, parallèles à l'arrête du „prisme, tandis que d'autres montrent un système de stries „très fines et très nettes parallèles à l'axe de la zone (021) (1$\bar{3}$2) „[14$\bar{1}$] [130], ce qui parait accuser une symmétrie toute autre „que celle du groupe holoédrique du système binaire. Avec „plus d'attention on constate, que les deux systèmes de stries „coexistent dans toutes les faces avec un développement „relatif variable. Le premier système est développé dans le „voisinage de l'arrête ou aboutit l'axe des y, tandis que le „second système se développe en partant de l'arrête supérieure, „arrête à laquelle il parait perpendiculaire, mais quil coupe „en réalité sou l'angle de 87° 2′ 51″. Les deux systèmes de „stries paraissent circonscrire des rectangles, s'appuyant en

[1] Cesáro stellt die Kristalle nach Des Cloizeaux auf; in eckigen Klammern sind die Symbole in der hier gewählten Aufstellung von mir beigefügt.

„haut sur l'arrête même du prisme; quelque fois il existe de „petites surélévations, les deux systèmes de plages stries „se coupant alors, vers le bas, suivant de droites obliques „à l'arrête."

Eine genaue Beobachtung zeigt, daß diese Streifung durch einen treppenförmigen Bau der genannten Fläche zustande kommt. Die erste Streifung ist immer dort, wo die Flächen (14$\bar{1}$) und ($\bar{1}$41), sowie (14$\bar{1}$) und ($\bar{1}$41) zusammenstoßen, nicht aber bei der Kombinationskante mit dem Hemidoma (10$\bar{1}$) und ($\bar{1}$01). Die zweite ist immer in der Nähe von (130) zu finden. Sie entspricht wahrscheinlich den vizinalen Flächen zwischen ($\bar{1}$52) N und ($\bar{1}$41) s, die Seiser[1] an den Titaniten von Rauris beobachtete. Die dritte Streifung ist meist nur in der Nähe der Kombinationskante (14$\bar{1}$) (123) etc. zu finden. Allerdings ist zu bemerken, daß der terrassenförmige Aufbau nicht so deutlich hervortritt, so daß, wie Cesáro bemerkt, oberflächlich betrachtet, nur e i n e Streifung auf der Fläche erscheint.

Von den anderen Flächen dieser Zone sind (5 . 14 . 1) und (251) zwar nicht gestreift, aber geknickt und überhaupt schlecht ausgebildet; (121) und (112) am oberen Teil des Kristalles eben und glänzend, am unteren, wie alle anderen Flächen an dieser Stelle, sehr schlecht.

Was die Fläche (5 . 14 . 1) betrifft, so wurden noch folgende Werte gefunden:

	beob.	ber.
(5 . 14 . 1) : (110)	27° 5′	27° 2′ 21″
(5 . 14 . 1) : (001)	82 9	82 18 12
(5 . 14 . 1) : (5 . $\bar{1}$4 . 1)	81 7½	81 00

Weiters wurde gemessen:

(10$\bar{1}$) : (10$\bar{2}$)	20° 47′
(10$\bar{1}$) : (001)	60 17

($\bar{1}$02) ist nur am Rande glänzend; deshalb ist auch kein besonders guter Wert zu erwarten; (001) ist geknickt; durch Abdeckung wurde nur e i n Signal erhalten. Dieser Teil der Fläche gab dann auch in anderen Fällen den berechneten nahe oder gleich kommende Werte, wie oben beim Winkel zwischen (001) und (10$\bar{1}$).

[1] Zeitschr. f. Krist. **47**. p. 321 ff.

An diesem Kristall wurde dann noch gemessen:

	beob.	ber.
$(10\bar{1}):(14\bar{1})$	56° 2′	56° 1′
$(14\bar{1}):(\bar{1}41)$	67 7½	67 58
$(\bar{1}23):(011)$	27 3	27 14
$(\bar{1}23):(143)$	48 6	48 53
$(\bar{1}23):(121)$	71 22	71 20 40″
$(011):(001)$	33 18	33 15
$(011):(0\bar{1}1)$	66 30	66 29
$(121):(1\bar{2}1)$	69 8	69 9 4
$(112):(1\bar{1}2)$	28 6	27 59 52
$(001):(121)$	60 45	60 47
$(001):(112)$	41 37	41 39 11
$(\bar{1}23):(\bar{1}23)$	43 42	43 48
$(130):(1\bar{3}0)$	103 40	103 53
$(110):(1\bar{1}0)$	46 9	46 7 28
$(001):(110)$	85 58	85 45

Kristall II.

Dieser 4 mm große Sphen zeichnet sich durch einen hohen Glanz aus. Das Prisma ∞P, welches beim vorigen Kristall nur ganz schwach ausgebildet war, ist hier bedeutend größer. $4P4$ ist, soweit der Kristall nicht abgebrochen ist, stark entwickelt. Infolgedessen ist wieder die Zone $(14\bar{1})\,(121)$ vorherrschend.

Folgende Formen wurden beobachtet:

(001)	$0P$ = P	(011)	$P\infty$ = r
(110)	∞P = l	$(14\bar{1})$	$4P4$ = s
(130)	$\infty P3$ = M	$(12\bar{3})$	$\frac{2}{3}P2$ = n
$(10\bar{1})$	$P\infty$ = y	(112)	$-\frac{1}{2}P$ = i
$(10\bar{2})$	$\frac{1}{2}P\infty$ = x	(121)	$-2P2$ = t
		(5.14.1)	$-14P\frac{1}{5}^4$ = l_4

In der Hauptzone wurde gemessen:

	beob.	ber.
$(14\bar{1}):(130)$	20° 9′	20° 23′
$(14\bar{1}):(5.14.1)$	25 54½	25 36
$(14\bar{1}):(121)$	49 2	48 50
$(14\bar{1}):(112)$	75 4	74 59

Die Fläche $4P4$ ist wieder gestreift, aber nicht so stark, wie beim vorigen Kristall; hauptsächlich ist die Streifung parallel der Kante von $4P4$ und $\infty P3$ ausgebildet; parallel $(14\bar{1})\,(\bar{1}41)$ etc. sind nur einige wenige, aber scharf ausgeprägte

Linien zu sehen. Die nicht einheitliche Ausbildung der Fläche bewirkt, daß mehrere Signale auftreten, von denen eines besonders hervortritt, und das auch mit den anderen Flächen in einer Zone liegt. Durch Abdecken des am meisten gestreiften Teiles der Fläche gelingt es, dieses Signal zu isolieren.

In der zweiten Zone wurde gefunden:

	beob.	ber.
$(1\bar{4}\bar{1}):(1\bar{3}0)$	20° 14′	20° 23′
$(1\bar{4}\bar{1}):(5.\bar{1}4.1)$	25 30	25 36
$(1\bar{4}\bar{1}):(1\bar{2}1)$	48 58	48 50
$(1\bar{4}\bar{1}):(1\bar{1}2)$	75 2	74 59

Die beiden anderen gleichwertigen Zonen sind nicht vorhanden, da der Kristall an dieser Stelle aufgewachsen war.

Weitere Beobachtungen an diesem Kristall ergaben nachstehende Resultate:

	beob.	ber.
$(110):(121)$	29° 54′	29° 49′ 30″
$(110):(143)$	52 29½	52 16 42
$(110):(011)$	73 46½	73 56 10
$(1\bar{4}\bar{1}):(1\bar{4}\bar{1})$	112 5	112 2
$(1\bar{4}\bar{1}):(10\bar{1})$	56 6	56 1
$(121):(1\bar{2}1)$	69 16	69 9 4
$(112):(1\bar{1}2)$	27 58½	27 59 52
$(001):(\bar{1}01)$	60 13	60 17
$(\bar{1}01):(\bar{1}02)$	20 53	20 58
$(130):(1\bar{3}0)$	103 51	103 53
$(110):(1\bar{1}0)$	46 13½	46 7 28
$(110):(\bar{1}23)$	101 7	101 10 10
$(\bar{1}23):(\bar{1}2\bar{3})$	43 42	43 48

Kristall III.

Ein kleines nur $2\frac{1}{2}$ mm großes Kriställchen, das aber verhältnismäßig flächenreich ist, wieder gestreckt nach der Zone 4P4 zu — 2P2.

An ihm treten auf:

(001)	0P = P	(013)	$\frac{1}{3}$P∞ = u
(110)	∞P = l	(14$\bar{1}$)	4P4 = s
(130)	∞P3 = M	($\bar{1}$23)	$\frac{2}{3}$P2 = n
(10$\bar{1}$)	P∞ = y	(112)	— $\frac{1}{2}$P = i
(10$\bar{2}$)	$\frac{1}{2}$P∞ = x	($\bar{1}$63)	2P6 = d
(011)	P∞ = r		

Neu für das Binnental sind die Formen $(013) = \frac{1}{3}P\infty$ und $(\bar{1}63) = 2P6$. Die Flächen von 4P4 sind hier sehr stark ge-

streift, was die Messungsresultate wesentlich beeinflußt. In der Zone 4P4 : ∞P3 wurde beobachtet:

	beob.	ber.
(14$\bar{1}$) : (130)	19° 55½′	20° 23′
(14$\bar{1}$) : (112)	75 12½	74 59
(14$\bar{1}$) : (1$\bar{3}$0)	20 2	20 23
(14$\bar{1}$) : (1$\bar{1}$2)	75 14	74 59

Obwohl die gemessenen Winkel stark von den berechneten Werten abweichen, so nähern sich doch die entsprechenden Messungen in den beiden Zonen.

Ferner wurde beobachtet:

	beob.	ber.
(110) : (1$\bar{1}$0)	46° 11′	46° 7′ 28″
(130) : (1$\bar{3}$0)	103 40½	103 53
(12$\bar{3}$) : (12$\bar{3}$)	43 44½	43 48
(14$\bar{1}$) : (10$\bar{1}$)	56 ½	56 1
(14$\bar{1}$) : (14$\bar{1}$)	112 2½	112 2
(001) : ($\bar{1}$02)	39 43	39 19
($\bar{1}$01) : ($\bar{1}$23)	38 11½	38 16
($\bar{1}$01) : (011)	65 26½	65 30
($\bar{1}$01) : (110)	139 18	139 26 10

Zwischen (001) und (011) liegt die für den Binnentaler Sphen neue Fläche (013).

	beob.	ber.
(001) : (013)	12° 17′	12° 19′
(001) : (011)	33 12½	33 15

Eine ebenfalls für dieses Vorkommen neue Form ist ($\bar{1}$63). die zwischen ($\bar{1}$41) und (011) liegt und nur mit einer Fläche ausgebildet ist.

	beob.	ber.
($\bar{1}$41) : ($\bar{1}$63)	19° 58½′	19° 55′
(011) : ($\bar{1}$63)	26 32	26 45

Diese Fläche gehört auch noch der Zone (14$\bar{1}$) : (112) an.

Kristall IV.

Nach ∞P gestrecktes nur 3 mm großes, aber flächenreiches Kriställchen. an dem folgende Formen auftreten:

(001)	0P = P	(14$\bar{1}$)	4P4 = s
(110)	∞P = l	(12$\bar{3}$)	⅔P2 = n
(130)	∞P3 = M	(16$\bar{3}$)	2P6 = d
(011)	P∞ = r	(112)	— ½P = i
(013)	⅓P∞ = u	(121)	— 2P2 = t
(10$\bar{1}$)	P∞ = y	(5 . 14 . 1) . .	— 14P$\frac{14}{5}$ = l_4
(10$\bar{2}$)	½P∞ = x	(6 . 15 . 1) . .	— 15P$\frac{5}{2}$ = l_5

Vorerst wurden in der Hauptzone folgende Werte gefunden:

	beob.	ber.
$(14\bar{1}):(130)$	20° 9½′	20° 23′
$(14\bar{1}):(5.14.1)$ . .	25 44	25 36
$(14\bar{1}):(11\bar{2})$	75 14	74 59
$(14\bar{1}):(0\bar{1}1)$	133 8	133 20
$(14\bar{1}):(\bar{1}63)$	159 56	160 5

Die zweite entsprechende Zone ergibt:

$(1\bar{4}\bar{1}):(1\bar{3}0)$	20° 15′	20° 23′
$(1\bar{4}\bar{1}):(5.\bar{1}4.1)$ . .	25 40	25 36
$(1\bar{4}\bar{1}):(1\bar{1}2)$	75 13	74 59
$(1\bar{4}\bar{1}):(011)$	133 10	133 20
$(1\bar{4}\bar{1}):(\bar{1}63)$	159 59	160 5

Zwischen (5 . 14 . 1) und (110) liegt eine schmale Fläche $(6.15.1) = -15P\frac{5}{2}$, die für den Titanit überhaupt neu ist. Sie konnte noch an mehreren Kristallen beobachtet werden (siehe die folgenden). Infolge der nur schwachen Ausbildung dieser Fläche war es sehr schwierig, Messungen zu machen; die erhaltenen Werte stimmen aber gut mit dem obengenannten Symbol überein. Die Fläche liegt außer in der Zone (110) : (5 . 14 . 1) noch in der Zone (130) : (361), wie sich aus dem Symbol ergibt. (361) tritt wohl am Binnentaler Sphen auf (s. Busz l. c.), doch konnte sie an den hier beschriebenen Kristallen nicht beobachtet werden.

Es wurde gemessen:

	beob.	ber.
$(110):(6.15.1)$ . .	19° 19′	19° 8′
$(5.14.1):(6.15.1)$ . .	7 42	7 54
$(001):(6.15.1)$ . .	85 26	85 32 37″

An einer anderen Stelle derselben Kristalle ergeben sich folgende Werte:

$(1\bar{1}0):(6.\bar{1}5.1)$ . .	19° 2′	19° 8′
$(5.\bar{1}4.1):(6.\bar{1}5.1)$ . .	7 59	7 54

Weiters wurde an diesem Kristall beobachtet:

	beob.	ber.
$(001):(011)$	33° 12′	33° 15′
$(\bar{1}01):(\bar{1}23)$	38 15	38 16
$(\bar{1}01):(011)$	65 25	65 30
$(\bar{1}01):(110)$	139 17	139 26 10
$(130):(1\bar{3}0)$	103 50	103 53
$(121):(1\bar{2}1)$	69 12	69 9 4
$(11\bar{2}):(1\bar{1}2)$	28 1	27 59 52
$(14\bar{1}):(1\bar{4}\bar{1})$	111 59	112 2

Kristall V.

Dieser Kristall von ca. 5 mm Länge zeigt seine stärkste Entwicklung nach 4P4. Die Flächen sind sämtlich gestreift und geknickt.

Nachstehende Formen treten an ihm auf:

(001)	0P = P	(14$\bar{1}$)	4P4 = s
(110)	∞P = l	(16$\bar{3}$)	2P6 = d
(130)	∞P3 = M	(12$\bar{3}$)	$\frac{3}{2}$P2 = n
(10$\bar{1}$)	P∞ = y	(112)	— $\frac{1}{2}$P = i
(10$\bar{2}$)	$\frac{1}{2}$P∞ = x	(121)	— 2P2 = t
(011)	P∞ = r	(143)	— $\frac{4}{3}$P4 = w
(013)	$\frac{1}{3}$P∞ = u	(5 . 14 . 1) . .	— 14P$\frac{14}{5}$ = l_4
		(6 . 15 . 1) . .	— 15P$\frac{5}{2}$ = l_5

Die Beobachtungen ergaben folgende Werte:

	beob.	ber.
(14$\bar{1}$) : (130)	21° 5½′	20° 23′
(14$\bar{1}$) : (5 . 14 . 1) . .	26 12	25 36
(14$\bar{1}$) : (121)	48 52	48 50
(14$\bar{1}$) : (112)	75 8	74 59
(14$\bar{1}$) : (0$\bar{1}$1)	133 13	133 20

Die zweite Zone ergibt ähnliche, oft stark abweichende Werte:

	beob.	ber.
(1$\bar{4}\bar{1}$) : (1$\bar{3}$0)	20° 58′	20° 23′
(1$\bar{4}\bar{1}$) : (5 . $\bar{1}\bar{4}$. 1) . .	26 11	25 36
(1$\bar{4}\bar{1}$) : (12$\bar{1}$)	49 1	48 50
(1$\bar{4}\bar{1}$) : (11$\bar{2}$)	75 9½	74 59
(1$\bar{4}\bar{1}$) : (0$\bar{1}$1)	133 7	133 20
(1$\bar{4}\bar{1}$) : (16$\bar{3}$)	160 2	160 5

Auch an diesem Kristall ist (6 . 15 . 1) zu beobachten:

	beob.	ber.
(5 . 14 . 1) : (6 . 15 . 1) . . .	7° 50′	7° 54′
(110) : (6 . 15 . 1) . . .	19 12	19 8

Ferner wurde gemessen:

	beob.	ber.
(14$\bar{1}$) : (101)	56° 3′	56° 1′
(14$\bar{1}$) : (141)	112 4	112 2
(001) : (013)	12 15	12 19
(001) : (0$\bar{1}$3)	12 17	12 19
(001) : (011)	33 14½	33 15
(001) : (0$\bar{1}$1)	33 14	33 15
(112) : (11$\bar{2}$)	28 7	27 59 52″
($\bar{1}$23) : (011)	27 19	27 14
($\bar{1}$23) : (143)	48 45½	48 53
($\bar{1}$23) : (121)	71 24	71 20 40
($\bar{1}$23) : (110)	101 2	101 10 10

Kristall VI.

An diesem kleinen nur 3 mm großen Kriställchen konnten außer den gewöhnlich auftretenden Formen auch die Flächen von (6 . 15 . 1) beobachtet werden, die hier in etwas größerer Ausbildung erscheinen.

Folgende Formen wurden gefunden:

(001)	0P = P	(14$\bar{1}$)	4P4 = s
(110)	∞P = l	(16$\bar{3}$)	2P6 = d
(130)	∞P3 = M	(112)	— $\frac{1}{2}$P = i
(10$\bar{1}$)	P∞ = y	(121)	— 2P2 = t
(10$\bar{2}$)	$\frac{1}{2}$P∞ = x	(5 . 14 . 1) . .	— 14P$\frac{14}{5}$ = l_4
(011)	P∞ = r	(6 . 15 . 1) . .	— 15P$\frac{5}{2}$ = l_5
(12$\bar{3}$)	$\frac{3}{2}$P2 = n		

Vorerst wurde gemessen:

	beob.	ber.
(14$\bar{1}$) : (130)	20° 21½′	20° 23′
(14$\bar{1}$) : (5 . 14 . 1) . .	25 42½	25 36
(14$\bar{1}$) : (112)	48 45	48 50
(14$\bar{1}$) : (121)	75 14	74 59
(14$\bar{1}$) : (011)	133 2	133 20
(14$\bar{1}$) : ($\bar{1}$6$\bar{3}$)	160 1	160 5

An zweiter Stelle:

(1$\bar{4}\bar{1}$) : (1$\bar{3}$0)	20° 32½′	20° 23′
(1$\bar{4}\bar{1}$) : (5 . 1$\bar{4}$. 1) . .	25 49	25 36
(1$\bar{4}\bar{1}$) : (1$\bar{2}$1)	48 57	48 50
(1$\bar{4}\bar{1}$) : (1$\bar{1}$2)	75 00	74 59
(1$\bar{4}\bar{1}$) : (0$\bar{1}$1)	133 23½	133 20

Ferner wurde zur Bestimmung von (6 . 15 . 1) gemessen:

	beob.	ber.
(110) : (6 . 15 . 1) . .	19° 15′	19° 8′
(5 . 14 . 1) : (6 . 15 . 1) . .	7 50	7 54
(110) : (5 . 14 . 1) . .	27 5	27 2

Für die übrigen am Kristall auftretenden Flächen wurden nachstehende Werte gefunden:

	beob.	ber.
(110) : (121)	29° 38′	29° 49′ 30″
(110) : (011)	73 47	73 56 10
(110) : (12$\bar{3}$)	101 1	101 10 10
(110) : (10$\bar{1}$)	139 22	139 26 10
(14$\bar{1}$) : ($\bar{1}$41)	67 6	67 58
(14$\bar{1}$) : (10$\bar{1}$)	56 3	56 1
(110) : (1$\bar{1}$0)	46 10	46 7 28

	beob.	ber.
(130) : (1$\bar{3}$0)	103° 48′	103° 53′
($\bar{1}$23) : ($\bar{1}\bar{2}$3)	43 47	43 48
(121) : (1$\bar{2}$1)	69 12	69 9 4″
(112) : (1$\bar{1}$2)	28 0½	27 59 52
(001) : (112)	41 36	41 39 11
(001) : (121)	60 43	60 47
(001) : (130)	87 2	87 6
(001) : (110)	85 40	85 45
(011) : (0$\bar{1}$1)	66 25	66 30
($\bar{1}$23) : (011)	27 10	27 14

Kristall VII.

Dieser 4 mm große Kristall ist durch seine bedeutende Streckung nach ∞P bemerkenswert. Er ist in Fig. 2 abgebildet.

Folgende Formen wurden gefunden:

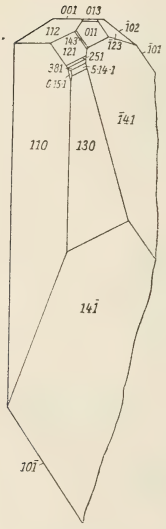


Fig. 2.

(001)	0P	= P
(110)	∞P	= l
(130)	∞P3	= M
(10$\bar{1}$)	P∞	= y
(10$\bar{2}$)	½P∞	= x
(011)	P∞	= r
(013)	⅓P∞	= u
(14$\bar{1}$)	4P4	= s
(12$\bar{3}$)	⅔P2	= n
(112)	— ½P	= i
(121)	— 2P2	= t
(143)	— ⅘P4	= w
(251)	— 5P$\frac{5}{2}$	= l_2
(381)	— 8P$\frac{8}{3}$	= l_1
(5 . 14 . 1)	—14P$\frac{14}{5}$	= l_4
(6 . 15 . 1)	—15P$\frac{5}{2}$	= l_5

An diesem Kristall ist die Hauptzone noch reicher entwickelt als an den übrigen vorher beschriebenen. Es tritt noch die Fläche (381) hinzu, die schon von Busz (l. c.) am Binnentaler Sphen beobachtet wurde.

Die Messungen ergaben:

	beob.	ber.
(14$\bar{1}$) : (130)	20° 21′	20° 23′
(14$\bar{1}$) : (5 . 14 . 1) . .	25 37½	25 36
(14$\bar{1}$) : (381)	29 16	29 19 31″
(14$\bar{1}$) : (251)	34 2	34 6
(14$\bar{1}$) : (121)	48 53	48 50
(14$\bar{1}$) : (112)	75 02	74 59
(14$\bar{1}$) : (011)	133 17½	133 20

Die zweite ebenso gut entwickelte Zone ergab folgende Werte:

	beob.	ber.
$(1\bar{4}\bar{1}):(1\bar{3}0)$	20° 20′	20° 23′
$(1\bar{4}\bar{1}):(5.\bar{1}4.1)$ . .	25 38	25 36
$(1\bar{4}\bar{1}):(3\bar{8}1)$	29 15	29 19 31″
$(1\bar{4}\bar{1}):(2\bar{5}1)$	34 3	34 6
$(1\bar{4}\bar{1}):(1\bar{2}1)$	48 51	48 50
$(1\bar{4}\bar{1}):(1\bar{1}2)$	75 03	74 59
$(1\bar{4}\bar{1}):(0\bar{1}1)$	133 22	133 20

Wie man sieht, stimmen die gefundenen Werte mit den berechneten weitaus besser überein als bei den vorigen Kristallen, was auf die gute Ausbildung der Flächen zurückzuführen ist.

$-15P\frac{5}{2}$ ist nur mit einer Fläche gut ausgebildet. Es wurde gefunden:

	beob.	ber.
(110):(6.15.1) . .	19° 11′	19° 8′
(5.14.1):(6.15.1) . .	7 49	7 54
(110):(5.14.1) . .	27 0	27 2

Da die anderen Flächen dieses Kristalles ebensogut ausgebildet sind und da eine große Anzahl von Flächen auftritt, so wurde noch eine größere Reihe von Messungen ausgeführt, deren Resultate hier folgen mögen:

	beob.	ber.
(110):(112)	41° 37½′	41° 39′ 11″
(110):(001)	85 43	85 45
(110):(121)	29 47	29 49 30
(110):(143)	52 19½	52 16 42
(110):(011)	73 52	73 56 10
(110):($\bar{1}$23)	101 11	101 10 10
(110):($\bar{1}$01)	139 27	139 26 10
(001):(013)	12 15	12 19
(001):(011)	33 17	33 15
(110):(130)	28 54	28 52 46
(14$\bar{1}$):($\bar{1}$41)	67 57	67 58
(14$\bar{1}$):(1$\bar{4}\bar{1}$)	112 2½	112 2
(14$\bar{1}$):(10$\bar{1}$)	56 1	56 1
(112):(1$\bar{1}$2)	27 54	27 59 52
(110):(1$\bar{1}$0)	46 9	46 7 28
(130):(1$\bar{3}$0)	103 50	103 53
(121):(1$\bar{2}$1)	69 11	69 9 4
(251):(2$\bar{5}$1)	84 20	84 24 10
(381):(3$\bar{8}$1)	84 54	84 53 56

	beob.	ber.
(5.14.1):(5.$\bar{1}\bar{4}$.1) . .	80° 56′	81° 00′
($\bar{1}$23):($\bar{1}$2$\bar{3}$)	43 46	43 48
($\bar{1}$02):($\bar{1}$01)	20 59	20 58
(001):($\bar{1}$01)	60 15	60 17
(001):($\bar{1}$23)	35 9	35 4
(001):(121)	60 44	60 47
(001):(251)	76 52	76 49 27″
(001):(381)	78 46	78 47 4
(001):(5.14.1) . . .	82 22	82 18 12
(001):(130)	87 7	87 6
(001):($\bar{1}$41)	73 51	73 55
(001):(143)	44 13	44 12
(011):($\bar{1}$23)	27 12	27 14
(011):(143)	48 56	48 53

Kristall VIII.

Auf einer Stufe im Besitze des hiesigen kantonalen Museums[1] sitzen eine sehr große Anzahl kleiner Sphenkristalle, die alle zu dem vorbeschriebenen Typus gehören. Nur zwei etwas größere Kristalle befinden sich darunter; diese beiden sind auf der Stufe aufgeklebt. Es sind Zwillinge nach 0P; der größere und bei weitem besser ausgebildete wird hier beschrieben und abgebildet (s. Fig. 3).

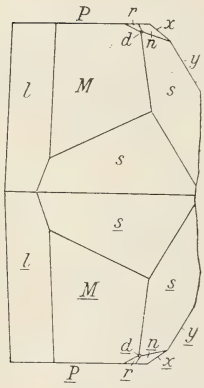


Fig. 3.

Dieser Zwilling ist im Gegensatz zu den sonst bekannten nicht nach der Achse b gestreckt und mehr oder weniger tafelförmig, sondern er ist prismatisch nach ∞P.

Die Einzelindividuen scheinen dem vorher beschriebenen Typus anzugehören; die Zone 4P4 : — ½P ist nur mit 4 Flächen ausgebildet, z. B.:

($14\bar{1}$), (130), ($0\bar{1}1$), ($\bar{1}63$).

Die Streifung der einzelnen Flächen ist ganz genau dieselbe wie bei den einfachen Kristallen; auch sind die meisten geknickt und uneben. Der Kristall hat in seiner größten Ausdehnung eine Länge von 4 mm.

[1] Auch an dieser Stelle danke ich Herrn Prof. Dr. Musy, dem Konservator des Museums, für die freundliche Erlaubnis zur Benützung der reichen Museumssammlung.

Es treten an ihm nachstehende Formen auf:

(001)	0P = P	(14$\bar{1}$)	4P4 = s
(110)	∞P = l	($\bar{1}$23)	$\frac{2}{3}$P2 = n
(130)	∞P3 = M	($\bar{1}$63)	2P6 = d
(10$\bar{1}$)	P∞ = y	(011)	P∞ = r
(10$\bar{2}$)	$\frac{1}{2}$P∞ = x		

und zwar treten diese Formen an beiden Individuen auf.

Es mögen nun einige Messungsresultate folgen:

	beob.	ber.
(110) : (1$\bar{1}$0)	45° 55′	46° 7′ 28″
(130) : (1$\bar{3}$0)	103 44½	103 53
(110) : (130)	28 49	28 52 46
(14$\bar{1}$) : (130)	20 19	20 23
(001) : (110)	85 50	85 45
(001) : (130)	87 2	87 6
(001) : (14$\bar{1}$)	106 10	106 5
(011) : ($\bar{1}$63)	26 42	26 45
($\bar{1}$63) : ($\bar{1}$41)	19 58½	19 55
(130) : (1$\bar{3}$0)	5 20½	5 48
(110) : (1$\bar{1}$0)	8 22	8 30
(10$\bar{1}$) : (10$\bar{1}$)	59 00	59 2
(130) : (011)	56 52	56 57
(011) : ($\bar{1}$23)	27 10	27 14

Kristall IX.

Ein ziemlich großer Kristall, der neben kleinen einfachen Sphenen auf einer Stufe sitzt, die der hiesigen Universitätssammlung gehört. Er ist ein Zwilling nach 0P, ein wenig nach der Achse b gestreckt; an ihm ist ∞P am stärksten entwickelt. Der Kristall sitzt fest im Gestein und er konnte nicht von der Stufe entfernt werden, ohne daß man fürchten müßte, daß er Schaden leidet. Deshalb sind keine Messungen vorgenommen worden.

Er ist hier erwähnt, weil an ihm das für den Binnentaler Sphen noch nicht bekannte Klinopinakoid ∞P∞ (010) auftritt und hier sehr schön ebenflächig ausgebildet ist.

Folgende Formen konnten bestimmt werden:

(001)	0P = P	(011)	P∞ = r
(110)	∞P = l	(121)	— 2P2 = t
(130)	∞P3 = M	(14$\bar{1}$)	4P4 = s
($\bar{1}$02)	$\frac{1}{2}$P∞ = x		

Dazu kommen noch 2 Flächen, die sich nicht genau bestimmen lassen, wahrscheinlich sind es (112) = $-\frac{1}{2}$P und ($\bar{2}13$) = $-\frac{2}{3}$P2. Nur die Flächen des Prismas ∞P sind gestreift und zwar nach der Kombinationskante mit $-\frac{1}{2}$P; die anderen Flächen sind mehr oder weniger glatt.

In Fig. 4 sind alle bis jetzt am Binnentaler Sphen bekannt gewordenen Formen in einer Projektion auf das Klinopinakoid dargestellt. Von den bis jetzt am Titanit beobachteten 103 Formen

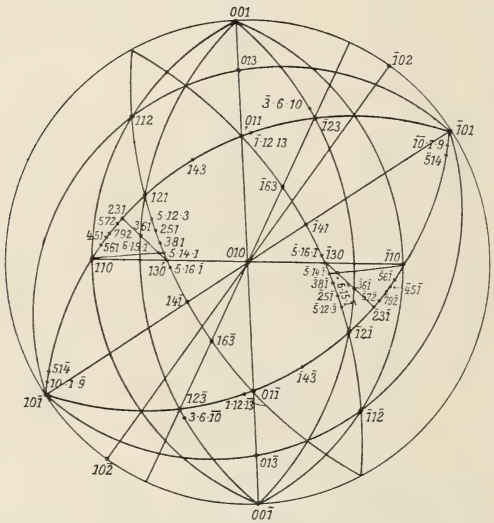


Fig. 4.

treten im Binnental 28 auf. Aus der Projektion ist deutlich die Wichtigkeit der zwei Zonen [(130) (112)] und [($\bar{1}$01) (110)] ersichtlich. Die mehr oder minder starke Ausbildung einer dieser Zonen bedingt den Habitus der Kristalle. An den hier beschriebenen Sphenen ist es die Zone [(130) (112)] deren Bedeutung hervortritt und in welcher auch die reichste Flächenentwicklung auftritt.

Interessant ist auch der Aufbau dieser beiden Zonen. Im folgenden ist derselbe entwickelt unter Beiziehung aller am Titanit in diesen Zonen beobachteten Formen.

Zone $[(\bar{1}01)\ (110)]$:

$(110)\ (891)\ (561)\ (451)\ (792)\ (341)\ (572)\ (231)\ (121)\ (132)\ (143)\ (176)\ (011)$

$(011)\ (\bar{1}.12.13)\ (\bar{3}.16.19)\ (\bar{1}67)\ (\bar{2}.9.11)\ (\bar{1}45)\ (\bar{1}23)\ (\bar{5}.6.11)\ (\bar{1}12)$

$(\bar{1}12)\ (\bar{1}0.7.17)\ (\bar{2}13)\ (\bar{3}14)\ (\bar{5}27)\ (\bar{1}01)$

Man muß diese Zone in 4 Stücke zerlegen, von denen jedes eine primäre Zone bildet. Als Ausgangsflächen dienen (121) und $(\bar{1}12)$. (121) ist eine wichtige Fläche, weil sie im Durchschnittspunkt der beiden am Titanit am stärksten ausgebildeten Zonen liegt (siehe Fig. 4).

Es ergibt sich folgendes Bild für die einzelnen Teilstücke:

I. I. II. I. II. I. I. I.
(121) (231) (572) (341) (792) (451) (561) (891) (110)

I. I. I. I.
(121) (132) (143) (176) (011)

I. V. I. I. II. I. III. I.
$(\bar{1}12)$ $(\bar{5}.6.11)$ $(\bar{1}23)$ $(\bar{1}45)$ $(\bar{2}.9.11)$ $(\bar{1}67)$ $(\bar{3}.16.19)$ $(\bar{1}.12.13)$ (011)

I. V. I. II. II.
$(\bar{1}12)$ $(\bar{1}0.7.17)$ $(\bar{2}13)$ $(\bar{3}14)$ $(\bar{5}27)$ $(\bar{1}01)$

Besonders das 1. Stück zeigt eine prachtvolle Entwicklung in einer primären Reihe.

Zone $[(01\bar{1})\ (112)]$:

$(112)\ (233)\ (121)\ (5.12.3)\ (251)\ (381)\ (5.14.1)\ (130)\ (5.16.\bar{1})\ (14\bar{1})$

$(5.21.\bar{6})\ (15\bar{2})\ (16\bar{3})\ (01\bar{1})$

Diese Zone muß man in 3 Stücke teilen. (121) und (011) sind Zielflächen.

Um die Entwicklung besser zu übersehen ist es notwendig, einige Symbole zu verdoppeln:

I. I.
(112) (233) (121)

I. III. I. II. I. I. I.
$(14\bar{1})$ $(5.16.\bar{1})$ (260) $(5.14.1)$ (381) $(4.10.2)$ $(5.12.3)$ . . . (121)
$= (130)$ $= (251)$

I. V. I. I.
$(14\bar{1})$ $(5.21.\bar{6})$ $(15\bar{2})$ $(16\bar{3})$ $(01\bar{1})$

Im Anschluß an obige Beobachtungen möge noch ein Verzeichnis aller bisher am Titanit beobachteten Formen folgen und zwar mit den Symbolen nach der Aufstellung von Naumann und nach der von Des Cloizeaux.

Naumann (p . q . r)	Des Cloizeaux (h . k . l)	Naumann (p . q . r)	Des Cloizeaux (h . k . l)

$p = -1,\ q = 2k,\ r = 2h + 1; \qquad h = \frac{p + r}{2},\ k = \frac{q}{2},\ l = -p$

Naumann . . . . a : b : c = 0,427155 : 1 : 0,657564 $\beta = 85^{\circ}\,22'\,22''$
Des Cloizeaux . . a : b : c = 0,75467 : 1 : 0,85429 $\beta = 60\ 17$

(p . q . r)	(h . k . l)	(p . q . r)	(h . k . l)
(001)	(100)	($\bar{1}$. 12 . 13)	(661)
(010)	(010)	($\bar{2}$. 7 . 4)	(274)
(110)	(11$\bar{2}$)	($\bar{2}$. 9 . 11)	(994)
(130)	(13$\bar{2}$)	($\bar{1}\bar{0}$. 7 . 17)	(7 . 7 . 20)
(180)	(18$\bar{2}$)	($\bar{5}$. 16 . 1)	($\bar{2}$85)
($\bar{1}$01)	(001)	($\bar{5}$. 21 . 6)	(1 . 21 . 10)
($\bar{1}$02)	(102)	($\bar{2}$14)	(214)
($\bar{1}$03)	(101)	($\bar{2}$13)	(114)
($\bar{1}$05)	(201)	($\bar{3}$16)	(316)
($\bar{5}$09)	(205)	($\bar{6}$. 2 . 13)	(7 . 2 . 12)
(8 . 0 . 15)	(7 . 0 . 16)	($\bar{5}$. 1 . 4)	(1 . 1 . 10)
($\bar{1}\bar{9}$. 0 . 12)	(7 . 0 . 38)	($\bar{1}\bar{0}$. 1 . 9)	(1 . 1 . 20)
(101)	(10$\bar{1}$)	($\bar{4}$36)	(238)
(509)	(705)	($\bar{5}$27)	(115)
(201)	(30$\bar{4}$)	($\bar{3}\bar{5}$. 30 . 49)	(7 . 15 . 35)
(011)	(110)	($\bar{1}\bar{1}$. 8 . 24)	(13 . 8 . 22)
(027)	(720)	(112)	(3 . 1 . $\bar{2}$)
(013)	(310)	(889)	(17 . 18 . 1$\bar{6}$)
(031)	(130)	(233)	(5 . 3 . $\bar{4}$)
($\bar{2}$27)	(524)	(121)	(11$\bar{1}$)
($\bar{3}$. 3 . 10)	(736)	(132)	(33$\bar{2}$)
($\bar{1}$13)	(212)	(143)	(22$\bar{1}$)
($\bar{1}$12)	(112)	(176)	(77$\bar{2}$)
($\bar{2}$23)	(124)	(361)	(23$\bar{3}$)
($\bar{7}$79)	(2 . 7 . 14)	(231)	($\bar{3}$. 3 . $\bar{4}$)
($\bar{4}$45)	(128)	(572)	(7 . 7 . $\bar{1}\bar{0}$)
($\bar{1}$22)	(122)	(341)	($\bar{2}$. 2 . $\bar{3}$)
($\bar{1}$33)	(231)	(792)	(9 . 9 . $\bar{1}\bar{4}$)
($\bar{1}$21)	(011)	(451)	(5 . 5 . $\bar{8}$)
($\bar{1}$41)	(021)	(561)	($\bar{3}$. 3 . $\bar{5}$)
($\bar{3}$. 16 . 3)	(083)	(891)	(9 . 9 . $\bar{1}\bar{6}$)
($\bar{1}$81)	(041)	(123)	(21$\bar{1}$)
($\bar{1}$23)	(111)	($\bar{5}$. 12 . 3)	(46$\bar{3}$)
($\bar{1}$45)	(221)	(251)	(35$\bar{4}$)
($\bar{1}$67)	(331)	(381)	(24$\bar{3}$)
($\bar{3}$. 6 . 10)	(766)	(3 . 8 . 15)	(94$\bar{3}$)
($\bar{5}$. 10 . 6)	(1 . 10 . 10)	($\bar{3}$29)	(313)
($\bar{1}$32)	(132)	($\bar{2}$. $\bar{1}$. 6)	(41$\bar{4}$)
($\bar{1}$63)	(131)	($\bar{3}$. $\bar{1}$. 9)	(61$\bar{6}$)

Naumann (p . q . r)	Des Cloizeaux (h . k . l)	Naumann (p . q . r)	Des Cloizeaux (h . k . l)
(1̄ . 10 . 3)	(152)	(7̄ . 5 . 35̄)	(42̄ . 5 . 14)
(5 . 14 . 1)	(375̄)	(20̄ . 39 . 60)	(40 . 39 . 40)
(7̄ . 12 . 13)	(3̄17)	(141)	(121̄)
(25̄ . 1 . 28)	(3 . 1 . 50)	(4 . 15 . 3)	(7 . 15 . 8̄)
(161̄)	(031)	(1̄ . 24 . 2)	(1 . 24 . 2)
(161̄)	(131̄)	(183)	(241̄)
(10̄ . 3 . 7)	(3̄ . 3̄ . 20)	(211̄)	(114̄)
(3̄ . 1 . 2)	(1̄ . 1 . 6)	(275̄)	(374)
(3̄ . 16 . 19)	(883)	(5̄ . 6 . 11)	(335)
(152̄)	(152)	(3 . 1 . 4̄)	(116̄)
(3̄ . 14 . 5)	(173)	(104̄)	(201)
(4̄ . 17 . 5)	(1 . 17 . 8)	6 . 15 . 1)	(7 . 15 . 12̄)
(9̄ . 30 . 23)	(7 . 15 . 9)		

Zur Geologie von Ostmazedonien.

Von

A. Wurm.

Mit 1 Kartenskizze (Taf. I) und 7 Textfiguren.

Einleitung.

Meine Beobachtungen erstrecken sich auf die Gebirge und Senkungsgebiete am unteren Lauf der Struma in Südbulgarien und Griechisch-Mazedonien. Es soll und kann hier kein zusammenhängendes Bild des geologischen Aufbaus und der Geschichte Ostmazedoniens gegeben werden, es können hier nur die Hauptzüge der stratigraphischen und tektonischen Entwicklung skizziert werden. Die Untersuchungen stützen sich auf Beobachtungen, die ich während meiner kriegsgeologischen Tätigkeit in Mazedonien machen konnte.

Herr Professor Oppenheim, Berlin, hatte die Freundlichkeit, die von mir im Mündungsgebiet der Struma gesammelten marinen Tertiärfaunen einer Bestimmung zu unterziehen und zugleich die Altersstellung der betreffenden Schichten festzulegen. Ich benütze die Gelegenheit, um ihm dafür meinen besten Dank zu sagen. Auch Herrn Geheimrat Kossmat sei für eine Durchsicht dieser Arbeit bestens gedankt.

Ostmazedonien gehört der alten Rhodopemasse an, die ihre Hauptverbreitung in Thracien hat, aber auch nach Norden nach Nordserbien und nach Westen nach Mittelmazedonien übergreift. Der reichgegliederte stratigraphische Aufbau Westmazedoniens, der eine fast lückenlose Rekonstruktion der tektonischen Entwicklung von den ältesten Zeiten bis zur Gegenwart ermöglicht, fehlt hier in Ostmazedonien ganz und gar. Alte Gebirgshorste umrahmen junge Beckengebiete. In diesen liegen meist tertiäre Ablagerungen, die z. T. noch ganze Becken füllen, z. T. nur als mehr oder weniger breite Bänder an den Flanken der Ge-

birge erhalten geblieben sind. Die geologischen Bausteine, die uns über die im einzelnen ziemlich komplizierte Entwicklungsgeschichte Aufschluß geben können, sind altes Gebirge und junge Beckenfüllung. Zwischen beiden klafft eine gewaltige Lücke, zeitlich dem ganzen Mesozoicum und wohl auch dem größten Teil des Paläozoicums entsprechend; Ablagerungen aus dieser Zeit fehlen und damit auch jede geologische Überlieferung. Aus dem hier skizzierten geologischen Aufbau ergibt sich auch die stoffliche Anordnung der nachfolgenden Ausführungen.

I. Das alte Grundgebirge.
   A. Die Gebirgshorste.
      1. Ograždеn Planina[1].
      2. Belasica Planina.
      3. Pirin.
      4. Čengel Planina.
      5. Šarlija Planina.
      6. Smijnica Planina.
   B. Das Gesamtbild des alten Gebirges.
      1. Alter und Ursprung der Schiefer und Marmore.
      2. Ältere (paläozoische?) Gebirgsbildung.
      3. Der Granitbatholith.
      4. Metamorphose der Schieferhülle.
      5. Die Serpentindurchbrüche.

II. Die Talfurche der Struma.
      1. Neogene Meeresablagerungen.
      2. Neogene Süßwasserablagerungen.

III. Die jüngeren tektonischen Bewegungen und morphologischen Veränderungen.

I. Das alte Grundgebirge.

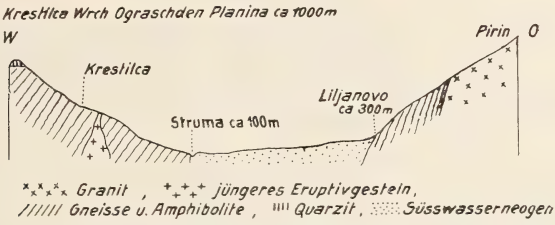
A. Die Gebirgshorste.

1. Ograždеn Planina.

In den Winkel zwischen dem O—W verlaufenden Strumicatal und dem NS ziehenden Strumatal schiebt sich ein mächtiger wenig gegliederter Gebirgsblock ein: die

[1] Die Schreibweise der Ortsnamen schließt sich der auf der österreichischen Karte 1 : 200000 an. Abweichungen darin auf der beigegebenen Karte und auf einzelnen Profilen konnten leider nicht mehr verbessert werden.

Ogražden Planina im Süden, daran anschließend die Maleš Planina im Norden. Schon die morphologische Analyse des Gebirges läßt auf eine recht gleichförmige Struktur schließen. In der Tat besteht die Ogražden Planina wenigstens in ihrem östlichen Teil nur aus Gneisen, denen Zonen von Amphiboliten und Granatamphibolgesteinen zwischengeschaltet sind. An mehreren Stellen durchbricht die Gneise ein graues in verwittertem Zustand rötliches Eruptivgestein [1]. Ein paar schärfer individualisierte Gipfelformen heben sich aus dem massigen Aufbau des Gebirges heraus. Hier ist der Gneis durch thermale Vorgänge in löcherige graue, durch Eisenflecken rot und gelb gefärbte Quarzite umgewandelt, deren mächtige übereinander getürmte Blöcke den Gipfel des Krestilca Vrch bilden (vgl. Profil 1).



Profil 1. Profil durch das Strumatal. 1 : 400 000. 5 × überhöht und gebrochen.

Tektonisch ist der Aufbau des Gebirges denkbar einfach. Die Gneise streichen überall, wo ich Beobachtungen anstellen konnte, NW und fallen steil nach NO ein.

An der Südseite des Gebirges tritt bei Novoselo in einzelnen durch Blockverwitterung ausgezeichneten Kuppen auch riesenporphyrisch ausgebildeter Granit zutage.

2. Belasica Planina.

Im Süden der Ogražden Planina steigt durch das tiefe Tal der Strumica getrennt ein mauerartiger Gebirgswall mit jäh abfallenden Nord- und Südflanken auf, die Belasica Planina. Aus der langgezogenen Kammlinie schwingen sich einzelne Gipfel über 2000 m empor. So verschieden sich die beiden

[1] Unter dem Mikroskop erkennt man Einsprenglinge eines basischen Plagioklas und von Biotit, die in einer schwer auflösbaren Grundmasse liegen.

Gebirge morphologisch gegenüberstehen, so bildet doch im geologischen Aufbau die Belasica Planina die natürliche Fortsetzung der Ograždeu Planina nach Süden. Auch hier die gleiche Eintönigkeit der Zusammensetzung. Gneise wechsellagern mit Amphiboliten und Glimmerschiefern. Pegmatite setzen häufig in den Schiefern auf. Auch kleinere Granitstöcke scheinen den Schiefermantel zu durchbrechen. Im tiefen Einschnitt des Rupelpasses habe ich in Bachschottern Rollstücke von Serpentin beobachtet; Serpentinstöcke verzeichnet Cvijič's[1] Karte auch im mittleren Teil des Gebirges. NO- und NW-Streichen scheinen vorherrschend zu sein. Der ostwestliche Verlauf des Kammes steht also in gar keiner Beziehung zur inneren Struktur des Gebirges.

3. Der Pirin.

Ich habe nur an einer Stelle Gelegenheit gehabt, einen Einblick in den geologischen Bau dieses Hochgebirges zu gewinnen, bei Svetivrač im tiefen Tal der Bistrica. Der Kern des Gebirges besteht hier aus Granit, den am Westabfall ein mächtiger Mantel von Gneisen und grobschuppigen bis feinnadeligen Amphiboliten umhüllt (vgl. Profil 1). Die bedeutende Höhe, zu der der Granit im Innern des Gebirges emporsteigt, kennzeichnet den Pirin als eine großartige Aufwölbungszone innerhalb der geologischen Tiefengebiete im Süden und Osten.

4. Čengel Planina.

Die Belasica Planina setzt sich östlich des Rupel derbend in orographischem Sinne in der Kette der Čengel Planina fort. Die ersten Angaben über dieses Gebirge verdanken wir Viquesnel[2], Cvijič hat es nicht betreten und sein Schüler Jankovič ist nur an den östlichen Ausläufern vorbeigezogen. Der niedrige Westkamm des Gebirges besteht vorherrschend aus Gneisen, Amphiboliten und Glimmerschiefern. Im Rupelpaß unweit des Dorfes Rupel ist in diese Zone ein kleiner

[1] Grundlinien der Geographie und Geologie von Mazedonien und Altserbien. Peterm. Mitt. Ergänz. 34. 1908.

[2] Voyage dans la Turquie d'Europe; Description physique et géologique de la Thrace.

Serpentinstock eingekeilt; es ist dies das östlichste Serpentinvorkommen, das mir bekannt geworden ist. Weiter im Osten hebt sich das Gebirge zu bedeutenderen Höhen empor, im Ali Butuš bis zu 2187 m und hier tauchen die Schiefer mählich unter einem mächtigen Mantel von hochkristallinen Marmoren unter. Dem Kalkgebirge sind meist noch schmale Bänder von Schiefern zwischengeschaltet, die die Feuchtigkeit besser halten und sich als grüne Vegetationsstreifen auf den kahlen Kalkhängen abzeichnen. Dadurch erhalten die Flanken des Gebirges oft eine tigerfellartige Streifung. Das Streichen ist hier im Osten recht schwankend, aber doch vorherrschend NO bei meist steilem Einfallen nach N. Es scheint sich hier also aus der nordsüdlichen Streichrichtung des Piringebirges (nach Jankovič[1]) eine Umbeugung in die NO-Richtung zu vollziehen. Am Nordrand des Gebirges bei Lehovo kommt der Granit in einer größeren Entblößung zutage und steigt am Gebirgsrand selbst ziemlich hoch hinauf. Seine unverkennbaren wollsackartigen Verwitterungsformen grenzen ihn schon morphologisch scharf gegen das Karstgebiet der Marmore ab.

5. Šarlijagebirge.

Südlich der Čengel Planina erhebt sich, durch das Valoviškabecken geschieden, ein vielkuppiges Bergland: das Šarlijagebirge. In seinen zentralen Teilen besteht es ganz aus Granit, einer gewaltigen Aufwölbung entsprechend, die halbkreisförmig im Norden, Osten und Süden von mächtigen Marmormassiven umschlossen wird. Der Granit ist meist hornblendeführend, häufig grobporphyrisch entwickelt und wird von zahlreichen Aplitgängen durchschwärmt. Der Quarzgehalt ist vielfach so gering, daß das Gestein mehr syenitischen Charakter annimmt. Augitführende Hornblendesyenite treten als fazielle Differenzierungen bei Brodi auf. Im Norden taucht der Granitbatholith unter den steilaufstrebenden Marmorwänden des Ali Butuš-Massivs unter. Die Kontaktgrenze läuft um den ganzen Südsockel des Ali Butuš herum und bildet hier die natürliche Grenze zweier Gebirge, der Čengel Planina im Norden, der Šarlija Planina im Süden. Diese Kontaktgrenze

[1] Grundlinien. p. 192.

ist auch dadurch noch von Interesse, daß sich an sie nicht unbedeutende Erzvorkommen knüpfen, die Zinkerzlagerstätten von Karaköj. Es handelt sich um eine metasomatisch-kontaktmetamorphe Lagerstätte. Die oxydischen und sulfidischen Erze sind mehr in der Kontaktzone zu beobachten (Magnetit, Zinkblende, Pyrit), weiter davon entfernt im Kalk herrscht Galmei vor. Nordöstlich von Seres an der Straße nach Nevrokop tritt der Granit in Kontakt mit dem von der Smijnica herüberstreichenden Marmor und hat hier den Kalk zu einer 30 cm dicken Lage von Granat-Epidotfels umgewandelt. In der Ostumrahmung des Šarlijagebirges gegen das Becken von Seres zu ist der Granitkern manchmal durch einen dünnen Mantel von Schiefern, hauptsächlich Gneisen und Amphiboliten verhüllt.

6. Smijnica Planina.

Der Granit des Šarlijagebirges taucht südlich unter dem Marmormassiv der Smijnica Planina unter, das durch die breite Öffnung der Angistasenke von dem südlichsten Eckpfeiler des Beckens von Seres: dem Prnar Dag, dem Goldgebirge der Alten getrennt wird. Im Gegensatze zu der Aufbruchszone des Šarlijagebirges stellen die Smijnica Planina und die sich ihr südlich und östlich anschließenden Marmorgebirge der Prnar Dag und der Boz Dag alte geologische Muldengebiete dar. Nur am nordwestlichen Rande der Smijnica Planina in der Gegend des landschaftlich berühmten Klosters Svet Ivan und in der tiefen Klamm der Brodska Reka kommt der Granit nochmal zutage. Hier lassen sich auch dieselben durch Granatepidotfels ausgezeichneten Kontaktzonen beobachten wie am Rande des Šarlijagebirges.

Die eigentliche Smijnica Planina wird durch zwei Senken oder Pässe in drei Einzelmassive gegliedert, was allerdings auf der österreichischen Karte 1:200000 gar nicht zum Ausdruck kommt. Diese Gliederung ist sehr wahrscheinlich in der inneren geologischen Struktur des Gebirges bedingt. Die Schichten streichen vorherrschend NO und fallen mit 10—30° nach Süden ein. Die Senken streichen ebenso und folgen leichter verwitterbaren Schieferbändern, die den Kalken eingeschaltet sind.

B. Das Gesamtbild des alten Gebirges.

1. Alter und Ursprung der Schiefer und Marmore.

Über das Alter der in Ostmazedonien zu so mächtiger Entwicklung gelangenden hochmetamorphen Schiefer und Marmore fehlen jegliche Anhaltspunkte. Fossilien habe ich in ihnen nirgends beobachtet. Bei der hohen Kristallinität dieser Gesteine ist auch wenig Aussicht vorhanden, jemals welche zu finden. Aus petrographischen und stratigraphischen Analogieschlüssen ist Kossmat [1] geneigt, ihre Ablagerung in vorpaläozoische, vielleicht algonkische Zeit zu verlegen.

Alle diese Gesteine gehören der hochmetamorphen Schieferhülle an, welche die großen granitischen Intrusionsmassen mantelförmig umhüllt. Für den sedimentären Ursprung des ganzen Komplexes spricht ebenso der in der Vertikalgliederung rasch wechselnde petrographische Habitus, die gut erhaltene Schichtung und die an vielen Stellen beobachtete Wechsellagerung und innige Verzahnung der kristallinen Schiefer mit Marmoren. Der ganze Komplex dieser alten Gesteine dürfte mariner Entstehung sein. Wichtig ist, daß östlich der Struma diese metamorphe Schieferregion im Gegensatz zu den westmazedonischen Massiven nicht als Ummantelung einer Kerngneisregion auftritt, sondern von granitischen Intrusionsmassen durchdrungen wird, die hier unmittelbar in breiten Kontakt mit den zu großer Mächtigkeit anschwellenden Marmormassen treten.

2. Ältere (paläozoische?) Gebirgsbildung.

Über die älteren tektonischen Bewegungen in den ostmazedonischen Gebirgen lassen sich keine bestimmten Anhaltspunkte gewinnen, da mesozoische und vielleicht auch paläozoische Ablagerungen fehlen. Immerhin kann man sagen, daß solche älteren Störungen sicher vorhanden sind und daß sie zeitlich wahrscheinlich der varistischen Gebirgsbildung in Mitteleuropa entsprechen. Die innere Struktur der Gebirge ist wohl hauptsächlich auf Rechnung dieser älteren Bewegungen zu setzen, während die heutige orographische Begrenzung und Gliederung der Gebirge wohl ausschließlich als ein Produkt

[1] Mitteilungen über den geologischen Bau von Mittelmazedonien. Ber. d. Math.-Phys. Kl. d. Sächs. Ges. d. Wiss. Leipzig. **70**. 1918.

der jüngeren tertiären Bewegungen anzusehen ist. Im Gegensatz nun zu dem komplizierten Aufbau der mittel- und westmazedonischen Gebirge, hauptsächlich der Vardarzone, ist der tektonische Bau der ostmazedonischen Gebirge einfacher. Steilgestellte Schichtpakete werden durch ein ziemlich einheitliches Streichen beherrscht. Nirgends habe ich Anzeichen von starken Verfaltungen oder Schuppenstrukturen beobachtet. Die hochmetamorphe Ausbildung und der dadurch bedingte Mangel einer stratigraphischen Gliederung erlauben zwar nur einen sehr beschränkten Einblick und lassen es nicht ausgeschlossen erscheinen, daß unter diesem anscheinend einfachen geologischen Aufbau doch kompliziertere Strukturen verborgen liegen.

3. Der Granitbatholith.

Der Granit hat die Schiefer und Marmore in weiter Ausdehnung durchbrochen. Eine genauere Altersfixierung läßt sich in dem von mir untersuchten Gebiete nicht gewinnen. Nur aus Analogie mit varistischen Massiven Mitteleuropas mag man sein Empordringen ins Carbon verlegen. Es scheint sich um eine gewaltige Intrusionsmasse zu handeln, die von der Rila im Norden bis zum Ägäischen Meere sich hinzieht. Im Pirin erscheint sie in einer großen Aufbruchszone, aber auch weiter südlich kommt sie in mehr oder weniger breiten Entblößungen in den Randgebirgen des Beckens von Seres, in der Čengel Planina, in der Šarlija, der Smijnica und am Prnar Dag zutage; sie bildet auch das Küstengebirge von Kavalla. Petrographisch ist das Gestein trotz lokaler Besonderheiten ziemlich gleichheitlich entwickelt. Es enthält neben reichlich Orthoklas bezw. Mikroklin meist zonar aufgebaute Plagioklase, deren Mischungsverhältnis sich vom Oligoklas-Andesin bis zum Andesin erstreckt.

In der Ganggefolgschaft des Granites treten Pegmatite und Aplite auf, welche hauptsächlich die Schiefer durchschwärmen, in den Marmoren sich aber nur in unmittelbarer Nähe des Kontaktes finden. Gerade am Nordwestrand der Smijnica, wo der Marmormantel in breiter Fläche dem Granit aufliegt, fällt diese Seltenheit von Eruptivgängen besonders auf. Man gelangt unwillkürlich zu der Vorstellung, daß das

empordringende Magma sich mit der aufgeblätterten und teilweise wohl auch resorbierten Schieferhülle viel inniger verflocht als mit den Marmorkomplexen. Es ist das ein weiterer Beitrag zu der schon mehrfach geäußerten Anschauung, daß die Natur des Nebengesteins eine sehr wesentliche Rolle für die Ausbreitung und die Formentwicklung von Intrusionsmassen spielt[1].

4. Metamorphose der Schieferhülle.

Noch eine Fragestellung besonderer Art muß uns hier beschäftigen, die Metamorphose der Schiefer. Man könnte daran denken, sie zeitlich und ursächlich mit dem Empordringen des Granites in Verbindung zu bringen. Eine Gegenüberstellung der geringfügigen Kontaktzone des Granites und der viele Hunderte von Metern durchgehenden gleichmäßigen Metamorphose der Marmore und Schiefer schließt wohl jeden Zusammenhang zwischen beiden Erscheinungen aus. Die Metamorphose der Schiefer und Marmore ist älter als das Empordringen des Granits. Zu der hohen Kristallinität dieser Gesteine stehen ihre anscheinend ruhige Lagerung und die ausgezeichnet erhaltene Schichtung in merkwürdigem Gegensatz. Die Metamorphose muß in einer Tiefenlage erlangt worden sein, in der eine gleichmäßige regionale Umkristallisierung erfolgte[2].

Kataklastische Strukturen sind auf junge Bruchzonen beschränkt. Am Westrande des Šarlijagebirges und am Nordwestrand der Smijnica Planina treten zonenweise Granitgneise von kataklastischem Habitus auf. Diese Gesteine zeigen auch im mikroskopischen Bilde deutliche Mörtelstrukturen.

5. Serpentindurchbrüche.

Im Vardargebiet und in Westmazedonien fallen in das höhere Mesozoicum, in den Jura Ausbrüche von grünen Gesteinen, hauptsächlich von Diabasen und Serpentinen. Letztere ziehen sich über

[1] Vgl. auch die Arbeit von Cloos, Granite des Tafellandes und ihre Raumbildung. (Geologische Beobachtungen in Südafrika. IV.) Dies. Jahrb. 1918. Beil.-Bd. XLII. p. 438.

[2] Vgl. dazu die inzwischen erschienene Arbeit Erdmannsdörffer's: Über metamorphe Gesteine in Mazedonien. Sitzungsber. Preuß. Akad. d. Wiss. Berlin. **32**. 1920. p. 576–583.

die Belasica bis in den Rupelpaß herüber. Da mesozoische Ablagerungen in Ostmazedonien und in Thracien nicht vorhanden sind, so fehlt hier jede Handhabe für die Altersbestimmung dieser Gesteine. Jedenfalls wird man aber diese östlichen Vorkommen analogiehalber auch ins Mesozoicum stellen dürfen.

II. Die Strumafurche.

1. Neogene Meeresablagerungen.

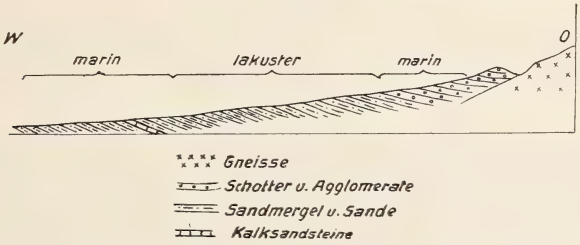
Das oligocäne Meer ist als ein breiter Golf zwischen das westmazedonische Massiv und das Rhodopegebirge bis nördlich von Üsküb vorgedrungen. Ostmazedonien war von ihm anscheinend nicht überflutet. Cvijić[1] erwähnt zwar von der Strumamündung bei Neohori weiße und graue Korallenkalke und Kalkkonglomerate, die er geneigt ist, den paläogenen Schichten Thraciens gleichzustellen. Konglomeratische Korallenkalke sind zwar für den unteren Teil der mittelmazedonischen Oligocänablagerungen charakteristisch, immerhin bedarf dieses Vorkommen, da es bis jetzt vereinzelt geblieben ist, noch der Nachprüfung.

Dagegen sind schon von Cvijić im unteren Strumagebiet im Becken von Seres marine Tertiärschichten aufgefunden worden, die er auf Grund der allerdings schlecht erhaltenen Fossilien als wahrscheinlich sarmatisch bezeichnet. Ich habe das Vorkommen von marinen Schichten in viel größerer Ausdehnung feststellen können und auch ein ziemlich reichhaltiges, z. T. gut erhaltenes Fossilmaterial gesammelt. Die Bestimmung dieser Fossilien, die Herr Prof. Oppenheim in Berlin durchführte, hat nun das interessante Resultat ergeben, daß hier wahrscheinlich vier altersverschiedene Horizonte vorliegen, welche der sarmatischen, einer fast rein marinen pontischen (mäotischen) Stufe, einer pontischen Süßwasserstufe und endlich dem Pliocän (Plaisancien?) angehören. Die sarmatischen Schichten sind bei Seres und namentlich nordwestlich von Seres im Damna-dere sehr fossilreich entwickelt und durch *Mactra podolica* und zahlreiche Cardien gekennzeichnet. Darüber legen sich im Damna-dere mächtige Süßwasserbildungen, welche Kalk-

[1] Grundlinien p. 343.

bänke mit einer kleinen Süßwasserfauna einschließen. Nach der Beurteilung durch Prof. Oppenheim dürfte dieser pontisches Alter zukommen. Diese fluviatile und lakustre Serie wird von neuem von marinen pliocänen Austernkiesen überlagert (vgl. Profil 2). Am westlichen Beckenrand, am Bešik Dag, hat Cvijić bei Jezova Ablagerungen mit marinen Fossilien nachgewiesen, die vermutlich sarmatisches Alter besitzen.

Das sarmatische Meer bildete im Becken von Seres nur eine schmale Bucht, der Fuß der Belasica ist vermutlich nicht von seinen Wellen bespült worden. In diese Meeresbucht sind von den umliegenden Gebirgen mächtige Schuttmassen hineingebaut worden. Dieser Vorstellung entspricht

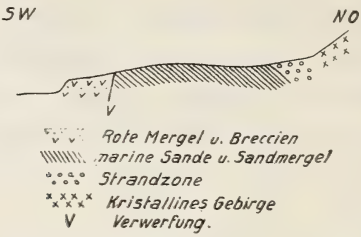


Profil 2. Profil durch die Tertiärablagerungen des Damna Dere bei Melnikič vom Gebirgsrand bis zur Beckenebene. 1 : 50 000. 2 × überhöht, 3 × gebrochen.

der petrographische Charakter dieser Ablagerungen, die aus einem Wechsel von Sanden, Sandmergeln, Schottern, Kalksandsteinen bestehen. Dieses sarmatische Meer reichte wohl nach Osten bis an die Dardanellen und den Bosporus, wo seit langem sarmatische Ablagerungen bekannt sind, und fand nach Westen seine Fortsetzung über Chalkidike nach Thessalien und Albanien.

Besonderes Interesse verdient nun die Feststellung marinen Pliocäns, das in der Bucht von Seres, namentlich zwischen Nuska und Hurovišta, sehr fossilreich entwickelt ist. Hier habe ich in den tiefen Schluchten, welche das Tertiärvorland durchschneiden, eine gut erhaltene sehr individuenreiche Fauna gesammelt. Meterdicke Bänke bestehen fast nur aus Schalen von *Cerithium* und *Cardium*. Es handelt sich auch hier nur um eine schmale Meeresbucht, die Küste fiel mit dem heutigen Gebirgsrande zusammen. Sehr klar läßt sich das zwischen

Nuska und Hurovišta beobachten, wo das Pliocän mit einer typischen Strandablagerung (Kalkgerölle mit Bohrmuschellöchern) dem kristallinen Gebirge auflagert (vgl. Profil 3). Der Nachweis so junger neogener Meeresablagerungen verlangt eine wesentliche Berichtigung der durch Neumayr vertretenen Anschauungen über die Landzusammenhänge der



Profil 3. Profil durch den Gebirgsrand nördlich Hurovišta. L. ca. 100 000 überhöht.

nördlichen Ägäis. Zum mindesten wird der große pliocäne Kontinent Neumayr's wenigstens in seiner nördlichen Ausdehnung erheblich eingeschränkt. Es begegnet allerdings großen Schwierigkeiten, die Zusammenhänge dieses pliocänen Meeres zu rekonstruieren [1].

2. Neogene Süßwasserablagerungen.

Die Süßwasserablagerungen, die sich im Damna-dere nordwestlich Seres zwischen sarmatische Schichten und marines Pliocän einschalten, erreichen namentlich in der Umgegend von Demirhisar große Verbreitung. Marine Schichten scheinen hier zu fehlen, die sarmatischen und mäotischen Schichten wie das marine Pliocän scheinen hier durch Süßwasserbildungen vertreten zu sein. Es erfüllten damals das Becken große Seen- und Flußniederungen, die auch tief ins Valoviškatal eindrangen. Durch die Senke des Rupel derbend standen sie in Verbindung mit dem großen Seebecken, das von der Kresnaschlucht im Norden bis zur Belasica und Čengel Planina

[1] Die Stratigraphie des Tertiärs und die paläontologischen Ergebnisse sollen in einer gemeinsamen Arbeit mit Prof. Oppenheim genauere Besprechung finden, vgl. auch Oppenheim: Über Neogen am Golfe von Orfano im südöstlichen Mazedonien. Centralbl. f. Min. etc. 1920. p. 9.

im Süden das heutige Strumatal bedeckte. Alle diese Binnenseen füllten sich langsam mit den vom Gebirge herabgeführten Schuttmassen. Das petrographische Bild dieser Ablagerungen ist außerordentlich wechselnd. Von mächtigen ungeschichteten Blockmassen, die hauptsächlich dem Gebirgsrand anlagern, lassen sich alle Übergänge zu Schottern, Breccien, Sanden, Sandmergeln und Tonen beobachten. Meist nicht abbauwürdige Lignitflöze finden sich an verschiedenen Stellen diesen Schuttmassen zwischengeschaltet. Diese fluviatilen Ablagerungen sind sehr arm an fossilen Einschlüssen. Kunde von einem reichen Wirbeltierfund bekam ich nur aus dem Beckengebiet nördlich des Rupelpasses bei Krumidovo am Fuß des Pirin. Hier scheinen ein ganzes Skelett von einem Pferd, ferner Knochenreste eines Proboscidiers aufgedeckt worden zu sein. Der wertvolle Fund wurde leider verschleudert; in meinen Besitz kamen nur ein paar Backenzähne von *Hipparion gracile*. Man geht demnach wohl nicht fehl, wenn man die Füllung der Becken Ostmazedoniens mit diesen kontinentalen Schuttmassen in das Unterpliocän verlegt. Reiche Säugetierfunde in den Neogenablagerungen des mittleren Vardartales mit einer ausgesprochenen Pikermifauna[1] scheinen diese Deutung zu bestätigen.

Einen nicht unbedeutenden Anteil an der Zuschüttung dieser neogenen Becken nehmen Kalkbreccien, die im Landschaftsbilde außerordentlich auffällig hervortreten. Wie Fremdkörper tauchen diese klotzigen Kalkklippen mitten aus dem Sand- und Schottergebiet empor. Sie sind, wie sich an vielen Stellen einwandfrei beobachten läßt, den Sand- und Schottermassen zwischengeschaltet. Cvijić[2] hat diese Kalkklippen in der Tertiärbucht bei Serès gesehen und kommt zu dem eigenartigen Ergebnis, daß es sich hier um Überschiebungsmassen alter kristalliner Marmore über die tertiären Ablagerungen handelt. Die nähere Untersuchung zeigt aber deutlich den klastischen Charakter dieser Kalkmassen. Es sind Breccien, in denen allerdings noch da und dort bis hausgroße kompakt

[1] Vgl. Kossmat, Mittelmazedonien, l. c. p. 282 und Max Schlosser, Die Hipparionfauna von Veles in Mittelmazedonien. Abh. d. bayr. Akad. d. Wiss. Math.-phys. Kl. XXIX. 4. 1921.

[2] Grundlinien, l. c. p. 338 u. 339.

gebliebene Blöcke liegen. Dadurch erweisen sie sich als fossile Zeugen gewaltiger Bergstürze, die sich vom Gebirgsrande loslösten und manchmal einen Weg von mehreren Kilometern zurücklegten. Damit stimmt auch gut überein, daß diese Kalkbreccien meist linsenartig zwischen den Sand- und Schottermassen anschwellen, um ebenso rasch wieder auszukeilen. An vielen Stellen ist das Material dieser Bergstürze durch nachträgliche Abschwemmung weiter aufbereitet worden. Es entstammt fast ausnahmslos den Marmormassiven der Randgebirge. Seltener findet man abgestürzte Schieferschollen im Sandtertiär eingebettet. Der heutige Aufbau der Randgebirge ergibt keinen Anhaltspunkt, daß hier günstige Bedingungen für Bergstürze durch Orographie und Lagerungsverhältnisse gegeben waren. Allerdings muß man sich andererseits sagen, daß eben diese Schutthalden und Bergstürze einem längst vorübergegangenen Stadium der Erosionsgeschichte dieser Beckenränder angehören. Ich denke aber auch an die Mitwirkung heftiger Erdbeben, die solche Bergstürze zur Auslösung bringen konnten. So wurde gelegentlich des mazedonischen Bebens im Jahre 1904 das Strumatal an mehreren Stellen mit Blöcken verschüttet, die von den Abhängen herabgestürzt waren. In der Kresnaschlucht erreichten sie bis 100 cbm Größe.

An einzelnen Stellen, so nördlich Demirhisar, auf der Savjakhöhe und nordöstlich Ajana gewinnen Kalktuffablagerungen eine ziemliche Verbreitung. Sie bilden meistens das Hangende des Sandtertiärs. In der Rupelschlucht lagern sie auch direkt dem kristallinen Gebirge auf. Sie erstrecken sich über weite Flächen und erinnern ganz an die Kalktuffplatten, wie wir sie in heißen Klimaten in Kleinasien oder Nordafrika antreffen. Die Bedingungen ihrer Ablagerung müssen ganz ähnliche gewesen sein.

Am Fuß der Smijnica Planina auf der Tertiärplatte rings um den Prnar Dag gelangen rote sandige Lehme und Geröllpackungen mit roten Lehmen als Zwischenmittel zu mächtiger Entwicklung. Die ganze höher liegende Platte von Sarmusakli besteht aus diesen Ablagerungen. Weiter südlich bei Ziljahovo und auf der anderen Seite der Angista bei Radulevo verhüllen sie am Gebirgsfuß wie ein Mantel das helle marine Sand-

tertiär, das nur in tiefen Schluchten oder am äußeren Rande der Tertiärplatte zutage kommt. Diese sog. roten Ablagerungen, wie ich sie kurz nennen will, sind naturgemäß an den Fuß der Kalkgebirge gebunden; beziehen sie doch ihr Material aus der Verwitterung und Abtragung der Marmore. Es sind ihrer Entstehung nach umgelagerte Terra rossa-Bildungen. Diese roten Lehme ruhen am Fuß der Smijnica Planina den marinen Pliocänschichten auf, sie bilden also das Hangende der ganzen Tertiärserie und dürften wohl selbst noch dem oberen Pliocän angehören.

III. Die jüngeren tektonischen Bewegungen und morphologischen Veränderungen.

Bei den jüngeren Veränderungen des Rhodopemassives haben faltende Kräfte jedenfalls eine geringere Wirksamkeit erlangt; an der tektonischen Umgestaltung, die in einer Aufteilung und Zerstückelung der einheitlichen Blockmasse bestand, haben Brüche und flache Verbiegungen den Hauptanteil gehabt.

In Mittelmazedonien erfolgten sowohl vor Ablagerung der oberen Kreide als auch im Endabschnitt der Kreide starke Faltungen, deren Wirkungen wir bisher wenigstens für Ostmazedonien nicht feststellen können.

Von den Fragmenten alter Rumpfflächen, welche uns in Ostmazedonien erhalten sind, reichen die ältesten wohl in das Paläogen zurück. Reste davon sind noch am Nordkamm der Smijnica Planina in großer Höhe in ca. 1400 m erhalten. Noch besser treten sie auf der Ogražden Planina in die Erscheinung, deren massiger Aufbau ein welliges Gipfelplateau mit Höhen von 13—1500 m trägt. Diese Rumpffläche ist identisch mit der oligocänen von Cvijič und Oestreich[1].

Der heutige Verlauf der ostmazedonischen Gebirge und Senkungsgebiete, ihre orographische Umgrenzung, kurzum der Gegensatz zwischen Beckengebieten und Gebirge sind in der Hauptsache das Werk postoligocäner Bewegungen. Und diese Tektonik ist es, die uns hier in erster Linie beschäftigen soll.

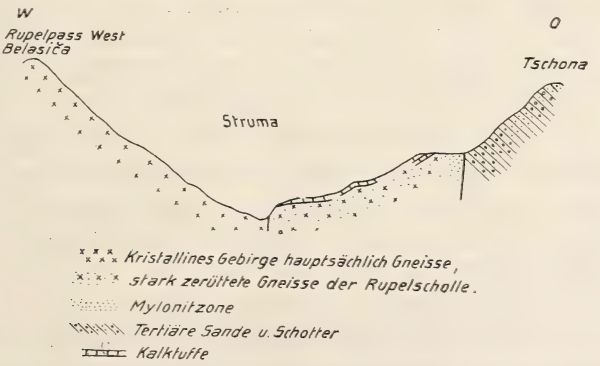
[1] Vgl. Oestreich, Die Oberfläche Mazedoniens. (Geogr. Zeitschr. 1910. **16**. 569 u. 570.)

Das Massiv der Rhodope, das in seinen zentralen Teilen in Thracien eine ziemlich einheitliche Gebirgsmasse darstellt, löst sich im Bereich der ägäischen Randzone in einzelne Gebirgshorste und weitausgedehnte Beckengebiete auf. Die großen Bewegungen, welche die Zerstückelung herbeiführten, haben sich auf Strukturlinien vollzogen, die in zwei aufeinander senkrechten Richtungen verlaufen, in der N—S- bezw. NNW—SSO-Richtung und in der O—W-Richtung.

Der N—S-Richtung gehört die große tektonische Furche der Struma an. Aus der Enge von Boboševo tritt die Struma in diese große Längstalung ein, die sich aber noch weiter nach Norden in dem Tal des Dżermen, eines Nebenflusses der Struma bis nach Dupnica verfolgen läßt. Hier im Norden sind es die beiden Längsbecken von Dupnica und Dżumaja, die durch eine kurze Erosionsschlucht bei der Station Rila voneinander getrennt sind. Südlich Dżumaja schließt sich das Becken wieder zu einem Erosionstal, das sich weiter südlich zu dem durch seine heißen Quellen berühmten Becken von Simitli erweitert. Es folgt das landschaftlich reizvolle Kresnadefilé, in dem die Struma ein mächtiges Granitmassiv durchbricht. Bei Krivalivada öffnet sich die enge Schlucht zu einem neuen Längsbecken, das sich südlich bis an die griechische Grenze erstreckt und im Westen von dem kuppelförmigen Massiv der Ograždeu Planina, im Osten vom über 2500 m hoch aufragenden Piringebirge eingefaßt wird. Dieses Längsbecken ist zugleich eine ausgezeichnete Thermenlinie, die am Westrand des Piringebirges entlang läuft. Die heißen Quellen von Gradesnica, Svetivrač, Livunovo, Marekostinovo liegen auf dieser Linie. An der griechischen Grenze verengert sich das Becken von neuem zu einem etwa 10 km langen Durchbruchtal, dem Rupel derbend. An den Rupelpaß schließt sich nach Süden das Becken von Seres an. Aber auch dieses ist nicht nach dem Meer zu geöffnet, sondern von ihm durch einen schmalen Gebirgswall geschieden, den die Struma in einem kurzen Engpaß bei Neohori durchbricht.

Die Becken sind das auffallendste morphologische Merkmal der Balkanhalbinsel. Rosenkranzartig liegen sie meist aneinander aufgereiht, durch schmale tiefe Erosionsschluchten voneinander getrennt. Ein ausgezeichnetes Beispiel dieser

Anordnung ist die eben geschilderte Strumalinie. Äußerlich betrachtet scheint nun diese gewaltige Bruchzone durch die in sie eingeschalteten Erosionsstrecken unterbrochen. Wenn man aber diese Erosionsschluchten genauer untersucht, so erkennt man bald, daß die tektonischen Kräfte, welche die Längsbecken schufen, auch die dazwischen eingeschalteten Gebirgsblöcke nicht unbeeinflußt ließen. In der Kresnaschlucht z. B. lassen sich im Granit an den prachtvollen Aufschlüssen längs der neugebauten Bahnlinie die außerordentlich starke Zerklüftung des Gesteins und ausgedehnte Mylonitisierungen beobachten. Noch deutlicher tritt diese Erscheinung in Rupel derbend zutage. Dem, der die Rupelschlucht in schneller Fahrt passiert, mag sie als der Typus eines reinen Durchbruchstales erscheinen. Genaue Beobachtung läßt aber schon morphologisch einen deutlich asymetrischen Bau erkennen. Während die westlichen Talwände in steilem Anstieg zum Kamm der Belasica emporleiten, ist die östliche Talseite durch eine etwa 1 km breite und 200—300 m hohe Terrasse gestuft. Die Staffel besteht hauptsächlich aus Gneisen und Hornblendeschiefern. Sie sind von unzähligen Verwerfungen durchzogen, gequetscht und gequält und manchmal in eine mylonitische Masse umgewandelt, in der die Erosion wie im weichen Sandtertiär tiefe Schluchten eingerissen hat (vgl. Profil 4).



Profil 4. Profil durch den Rupelpaß. 1 : 500 000. 2 × überhöht.

Im Gegensatz zu Westmazedonien ist Ostmazedonien nicht nur durch N—S bezw. NNW—SSO, sondern auch durch

O—W verlaufende Beckenreihen reich gegliedert. Solche Becken sind im Norden das Tal der Strumica, mehr im Süden die Senke, die vom Dojransee über Dova-Tepe nach dem Becken von Seres führt und sich ostwärts ins Valoviškatal fortsetzt. Durch eine Quertalung, welcher die Angista folgt, ist das Becken von Drama nach dem Becken von Seres geöffnet und dieser Talung parallel zieht im Süden des Prnar Dag die Senke von Mustenja, durch den Rücken des Simvolon vom Meere getrennt. Weiter im Westen ist es die große Seenfurche von Langaza und Bešik Gölü, welche die Halbinsel Chalkidike vom Festland scheidet. So werden hier in Ostmazedonien durch diese fast rechtwinkelig aufeinander stehenden Talfurchen parallelepipedisch entwickelte Gebirgsblöcke herausgeschnitten, wie z. B. der Kruša Balkan und der Bešik Dag, die im Westen von der Vardarfurche, im Osten von der Strumafurche, im Norden von der Dojran-Porojsenke und im Süden von der Langaza-Bešik Gölü-Seenfurche begrenzt sind.

Wir müssen nunmehr auf das Problem der Beckenbildung näher eingehen. Wenn man den Versuch einer Klassifizierung der Beckengebiete unternimmt, so kann man nach dem Grad ihrer tektonischen und morphologischen Ausgestaltung drei Typen unterscheiden: 1. Die tertiären Schuttmassen füllen noch in ganzer Breite die Hohlform aus. Als Beispiel führe ich das Valoviškabecken an. 2. Die tertiären Aufschüttungen sind auf eine randliche Zone beschränkt; hier sind sie als mehr oder weniger breites hügeliges Band dem eigentlichen Gebirgsrand vorgelagert, die zentralen Teile des Beckens füllt eine meist versumpfte alluviale Ebene oder ein See. Dieser Typus ist am verbreitetsten unter den Beckengebieten Mazedoniens. Das Becken von Seres ist ein Beispiel für diesen Fall. 3. Tertiäre Ablagerungen fehlen ganz. Die vom Dojransee nach dem Becken von Seres herüberziehende Senke gehört letzterem Typus an.

Es ist ohne weiteres klar, daß Hohlformen von solcher Länge und Breite nicht allein durch die Erosion des fließenden Wassers gebildet sein können. Das formgebende Moment der Beckenbildung ist tektonischen Ursprungs. Es ist allerdings kein einmaliger Prozeß gewesen, sondern eine lange Aufeinanderfolge einzelner Entwicklungsphasen. Die erste

Anlage der Becken reicht im mittleren Mazedonien (Vardargebiet) bis in das Alttertiär, sicher in das Unteroligocän zurück. Für eine genaue zeitliche Festlegung dieser Vorgänge fehlen aber in Ostmazedonien jegliche Anhaltspunkte. Auch über den Mechanismus dieser ältesten Bewegungen sind wir wenig unterrichtet. Handelt es sich dabei um echte Bruchbildung oder spielen Verbiegungen dabei eine gewisse Rolle, wie sie Walther Penck[1] für die Senken Kleinasiens annimmt und als Großfalten bezeichnet?

Zur Miocänzeit bildete sich nicht nur im Mündungsgebiet der Struma, sondern überhaupt in der ostmazedonischen Küstenregion ein Senkungsfeld aus, in welches das Meer einbrach. Es hinterließ sehr fossilreiche Ablagerungen, die der sarmatischen und mäotischen Stufe angehören. Nach einer Festlandsperiode erfolgte, wie die reichen Funde von Hurovišta ergeben haben, eine erneute Überflutung durch das pliocäne Meer.

Die pontisch-thrazische Zeit (Unterpliocän) ist auf dem ganzen Balkan charakterisiert durch eine gewaltige Auffüllung der Becken, deren Ursachen Kossmat[2] in einer durch randliche Aufwölbung bedingten Abriegelung des ostmediterranen Gebietes sucht. Die gewaltigen Bergsturzmassen, die den Beckenfüllungen im unteren Strumatale eingelagert sind, lassen zu dieser Zeit ein ziemlich scharfes Relief der Bergumrandung vermuten, das auf noch nicht ausgeglichene Störungen wahrscheinlich postoligocänen Alters zurückzuführen ist.

Die mächtigen Beckenfüllungen, die diesem Abschnitt der morphologischen Entwicklung angehören und noch in spätere Abschnitte der Pliocänzeit hereinreichen mögen, sind nun nicht in ihrer ursprünglichen Lagerung erhalten, sondern fast überall von nachträglichen Störungen betroffen. Namentlich an den Gebirgsrändern bieten diese Störungen außerordentliches Interesse, das ihre kurze regionale Behandlung rechtfertigt. Den Südrand der Čengel Planina begleitet ein breites Tertiärband. Ein eigenartiger Bewegungsmechanismus hat sich an der Grenze von Tertiär und kristallinem Gebirge abgespielt. Diese Grenze trägt den Charakter einer Störung,

[1] Die tektonischen Grundzüge Westkleinasiens. Stuttgart 1918.
[2] Mittelmazedonien a. a. O. p. 284.

die nach dem Becken hin einfällt. Verfolgt man sie vom Ausgang des Rupel derbend nach Osten, so beobachtet man plattige, wenig mächtige (4—5 m) Schollen von Quarziten, die zwischen die tertiären Sande und Schotter und die kristallinen Schiefer eingeklemmt sind. Diese Schuppen liegen meist einer mehrere Meter mächtigen Zone von völlig mylonitisierten Gneisen auf. Diese Schuppen ragen, da sie auf beiden Seiten zwischen weichen Gesteinen, dem Sandtertiär und den Myloniten eingebettet liegen, als weithin verfolgbare Kämme über das Gelände empor. Bei näherer petrographischer Untersuchung zeigen fast alle diese eingeklemmten Schollen Breccienstruktur. Die feine Äderung und Streifung erinnert ganz an pseudomorph umgewandelte Breccienkalke. In der Tat habe ich auch Stellen beobachtet, an denen die Verkieselung noch nicht vollständig ihren Abschluß gefunden hatte und noch Marmorresiduen und Marmorbänder im Quarzit steckten bezw. der Quarzit an noch nicht umgewandelte Marmorschichten grenzte. Es kann also keinem Zweifel unterliegen, daß diese Quarzitschuppen abgeschorene Marmorplatten sind. Sie wurden in die Störung eingeklemmt, zu Reibungsbreccien zerdrückt und später durch aufsteigende kieselsäureführende Thermalwässer in Quarzite umgewandelt. Es erscheint nun auf den ersten Blick merkwürdig, daß nur Kalkschollen in die Störung eingeklemmt sind, obwohl die dahinter liegende westliche Čengel Planina hauptsächlich aus Gneisen besteht. Einmal aber bieten Marmorschollen schon infolge ihrer größeren Konsistenz den zerreibenden und zerstörenden Kräften besseren Widerstand und konnten, wenn auch stark zerdrückt, ihren Zusammenhalt wahren. Dann fehlen Schieferschollen in der Tat nicht, sie sind nur infolge ihrer größeren Weichheit vollständig zerrieben. Die auffallend mächtigen Mylonitzonen, welche die Störung begleiten, sind hauptsächlich als das Produkt solcher mitgeführter und völlig zermahlener Schieferfetzen anzusehen.

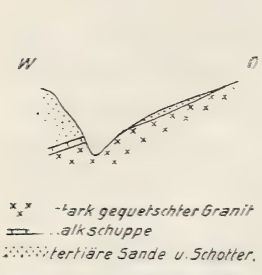
Noch etwas verdient an dem Mechanismus dieser Störung besondere Beachtung. Das Tertiär war ursprünglich dem kristallinen Gebirge an einer wohl nicht allzusteilen Böschung angelagert. Die Störung fällt weiter östlich z. B. hinter dem Tschona ziemlich flach nach dem Becken ein. Da liegt die

Vermutung nahe, daß die tertiären Ablagerungen ihre tektonische Bewegung auf der Auflagerungsfläche des Tertärs auf dem kristallinen Gebirge als der Fläche leichtester Ablösung vollführten. So ist es verständlich, daß die gewaltige Reibung des darüber gleitenden Tertiärs Schollen von der Unterlage namentlich bei flacher Lagerung ablöste und mit fortschleifte. Diese Auffassung wird durch die im Šarlijagebirge gesammelten Beobachtungen bestätigt.

Der westliche Rand des Šarlijagebirges bietet ein eigenartiges tektonisches Bild. Der Gebirgsrand hat folgenden Verlauf. Aus dem Valoviškabecken bei Elesnica zieht er zunächst in südwestlicher Richtung, biegt dann scharf nach ONO ein, springt im spitzen Winkel am Fuß der Smijnica Planina nach Süden um und erreicht bei Ajana das Becken von Seres. Im einzelnen ist diese Linie noch unregelmäßiger als dies auf der Karte (vgl. diese) zum Ausdruck kommt. Der einspringende Winkel umfaßt die tertiäre Bucht von Seres. Die Linie stellt zugleich die Grenze Tertiär gegen kristallines Gebirge dar. Wenn man aus dem Verlauf geologischer Linien Schlüsse auf den geologischen Bau ziehen darf, so gibt das Kartenbild in keiner Weise einen Anhaltspunkt für einen tektonischen Charakter dieser Linie. Und dennoch begleiten Mylonitisierungszonen von einer oft überraschenden Mächtigkeit diese Linie fast auf ihrer ganzen Erstreckung vom Valoviškabecken bis nach Ajana. Harnischflächen von prachtvoller Ausbildung sind an einzelnen Stellen in einer Ausdehnung von über 5000 qm bloßgelegt. Und diese Flächen liegen meist sehr flach geneigt, oft nur 25—30° nach dem Becken zu einfallend. Sie sind nicht poliert, aber sonst in der vollkommensten Weise abgeschliffen. Bei ihrem Anblick hat man zunächst weniger den Eindruck eines Harnisches als den eines Gletscherschliffes. Und in der Tat ist der mechanische Vorgang, der sich hier abgespielt hat, dem eines Gletscherschliffes sehr ähnlich. Auf der ganzen Linie sind die tertiären Schotter und Sande z. T. wohl auf ihrer Anlagerungsfläche geschleift worden und haben dabei ebenso wie am Südrand der Čengel Planina Kalkschollen vom kristallinen Untergrund abgeschoren und mitgerissen. Diese Kalkschollen wurden eingeklemmt und über sie hinweg sind die tertiären

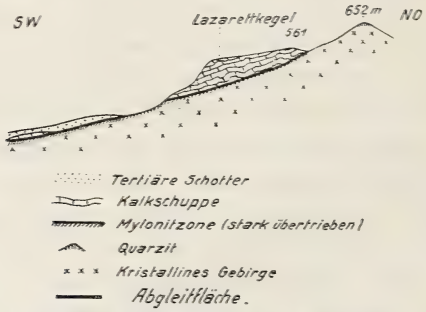
Schotter und Sande geglitten und haben dabei ähnlich wie die Grundmoräne den Boden des Gletschers, die Oberfläche der Kalkschollen abgeschliffen (vgl. Profil 5 u. 6). Im Gegensatz zum Südrand der Čengel Planina sind aber die Kalke hier nicht in Quarzite umgewandelt.

Klar und deutlich ist der Einblick in diese Verhältnisse am Bujok-Dere bei Tschesmeli am sog. Lazarettkegel (vgl.



Profil 5. Querprofil durch die Schlucht westlich Dutli, ungefähr 1 : 25 000.

Profil 6. Längsprofil durch die Schlucht westlich Dutli, ungefähr 1 : 6000.



Profil 7. Profil am Lazarettkegel bei Tschesmeli. 1 : 50 000. 2 × überhöht. 2 × gebrochen.

Profil 7). Der Lazarettkegel ist eine in sich zerrüttete, zerquetschte, stark brecciöse Kalkscholle. Sie ist von ihrer Unterlage abgerissen und beim Darüberweggleiten der tertiären Schuttmassen mitgeführt worden. Der Kontakt dieser Scholle mit der aus kristallinen Schiefern bestehenden Unterlage fällt flach nach dem Becken hin ab und ist in der rechten Flanke des Bujok-Dere prächtig aufgeschlossen. Die Unterlage gleicht auf den ersten Blick feinkörnigen tertiären Sedimenten, die durch graugrüne und rote Farbenbänder ge-

schichtet erscheinen. Die Mächtigkeit dieser Zone übersteigt manchmal 5 m. Nach unten gehen diese Pseudotertiärschichten, größere Brocken aufnehmend, in kristalline Schiefer über. Dadurch klärt sich der wahre Ursprung dieser Zone auf. Es sind Mylonite, zerriebene mitgeführte Fetzen und Schollen kristalliner Schiefer. Diese Zone tritt am Bujok-Dere auch morphologisch sehr auffällig hervor. Das ganze mylonitische Terrain ist hier in eine Erdpyramidenlandschaft zerschnitten. Das Gestein ist ausgelaugt und gebleicht und die Pfeiler und Kämme leuchten in der Sonne blendend weiß. Weiter unterhalb in der Schlucht des Bujok-Dere sieht man die Auflagerung des Tertiärs auf einer eingeklemmten Kalkscholle. Diese ist hier nur wenige Meter mächtig, gequält und zerrüttet. Die Oberfläche der Scholle, auf der das Tertiär ruht, ist eine deutliche Schlifffläche. Gleiche Erscheinungen lassen sich in mehr oder minder deutlichen Aufschlüssen auf der ganzen Linie vom Valoviškabecken bis Ajana verfolgen. Manchmal ist die eingeklemmte Kalkscholle nur 20—30 cm dick; trotzdem ist die Schlifffläche, auf der gewöhnlich das Mosaik der brecciösen Struktur hervortritt, prachtvoll entwickelt. Manchmal fehlt auch die Kalkscholle, das Tertiär liegt unmittelbar auf Mylonit.

Bedeutungsvoll scheint mir die Tatsache, daß sich die mylonitischen Zonen gegen den inneren Winkel der Tertiärbucht von Fraštani mehr und mehr abschwächen. Im innersten Winkel selbst, an der Karaule Kapakli, scheint das Tertiär normal dem kristallinen Gebirge anzulagern.

Die Deutung des tektonischen Vorgangs, der dieser eigenartigen Störungsform zugrunde liegt, stößt auf gewisse Schwierigkeiten. Ich glaube, daß es sich um Absenkungserscheinungen handelt, die mit Einbrüchen der zentralen Teile des Beckens im Zusammenhang stehen. Durch diese tiefen Einbrüche der Beckenmitte gerieten auch die tertiären Sand- und Schottermassen der Randzone in Bewegung und sind auf ihrer kristallinen Unterlage, dem Beckenrahmen abgeglitten.

Ich möchte hier aber auch eine von Kossmat ausgesprochene Vermutung erwähnen, wonach es sich um Scherungsbewegungen handeln könne. Denkt man sich die sehr mächtige

Beckenfüllung durch flache Muldenbiegung ihres Untergrundes und Rahmens eingeengt, so werden die Tertiärschichten randlich, wo sie durch eine sanft ansteigende Fläche gegen den Beckenrahmen begrenzt sind, dem seitlichen Druck ausweichen und über ihre Unterlage hinweggleiten. Dadurch werden eine ganze Reihe von Erscheinungen gut erklärt, so die Mylonitisierungen, die flache Gleitbahn, der unregelmäßige Verlauf der Störung, die den Konturen der Sedimentfüllung des Beckens folgt. Auch die Tatsache, daß das Tertiär in geschützten Winkeln (in der Bucht von Fraštani) seine normale Lagerung beibehält, stimmt gut damit überein. Auffallend ist nur das Fehlen von Faltungs- oder Stauchungserscheinungen innerhalb der tertiären Schuttmassen. Die oben angenommene muldenartige Verbiegung des Beckenrahmens und die dadurch bedingte Einengung der Beckenfüllung müßte sich in solchen Stauchungserscheinungen äußern. Statt dessen macht man häufig die Beobachtung, daß sich die tertiären Schuttmassen in horizontaler Lagerung an die Störungsfläche des Gebirgsrandes anlegen (bei Dżumaja Machlé).

Die obengenannten Bewegungen haben auch innerhalb der Tertiärablagerungen starke Lagerungsstörungen hervorgerufen. Die Schichten ändern, wie man es z. B. in der Tertiärbucht von Seres beobachten kann, auf kurze Erstreckung Streichen und Fallen und sind von zahlreichen Verwerfungen zerschnitten, die sich gegen den Gebirgsrand hin häufen. Im allgemeinen kann man sagen, daß das tektonische Bild der nördlich der Belasica gelegenen Beckenfüllungen ein viel ruhigeres ist als das der südlichen, welche der ägäischen Randzone mehr genähert sind. Zeitlich gehört diese große Störungsperiode wohl noch in das Pliocän. Gewisse Anzeichen sprechen dafür, daß sie vielleicht in zwei Bewegungsphasen, eine ältere und eine jüngere zerfällt.

Wenn man nämlich die Lagerung des Sandtertiärs um den Šarlijarand, vor allem in der Bucht von Seres und des marinen Pliocäns am Smijnicafuß mit der Lagerung der Platte von Sarmusakli vergleicht, die aus jüngeren roten Ablagerungen besteht, oder mit dem Vorhügelland um den Tachinosee, so erkennt man sofort, daß die tektonischen Bewegungen in den älteren Ablagerungen viel stärker waren

als in den jüngeren. In den älteren Bildungen sind die Schichten durchweg beträchtlich gestört, Verwerfungen zahlreich, die roten Ablagerungen dagegen liegen meist horizontal, nur da, wo sie an den Gebirgsrand herantreten, wird ihre Lagerung unruhig. Diese Sedimente sind anscheinend von der älteren Bewegungsphase nicht mehr erfaßt worden. Nach dem Gesagten mag es merkwürdig erscheinen, daß es mir nicht gelungen ist, eine Diskordanz zwischen dem hellen Sandtertiär und den jüngeren roten Ablagerungen zu beobachten[1]. Auch die roten Ablagerungen sind aber von tektonischen Bewegungen nicht ganz unberührt geblieben. Dicht am Beckenrand sind die Schichten stark gegen das Gebirge aufgerichtet, geschleppt, an einer anderen Stelle schneiden diese roten Ablagerungen an einer Verwerfung gegen marines Tertiär ab (vgl. Profil 3 p. 32).

Diesen beiden Störungsperioden gehören wohl auch die tektonischen Bewegungen an, die sich am Nord- und Südrand der Belasica Planina vollzogen haben. Wie eine gewaltige Mauer zieht in O—W-Richtung der vielgipfelige Kamm der Belasica Planina. Bei einer mittleren Höhe von etwa 1800 m und einer Länge von etwa 60 km ist seine Breitenausdehnung nur etwa 10 km. Die übergroße Steilheit der Nordseite gegen das Talbecken der Strumica spricht für einen Bruchrand. Ein direkter Nachweis kann nicht geführt werden, da junge diluviale Schuttmassen den Rand verhüllen. Aber daß am Nordrand der Belasica eine Spalte entlang zieht, dafür spricht auch die heiße Quelle von Banjsko etwas östlich von Strumica. Nur am östlichen Ausgang des Beckens von Petrič bei Širbanovo sind Tertiärablagerungen vorhanden, die denen des östlichen Strumaufers entsprechen; im mittleren Teil der Strumicafurche, der Enge von Ključ erfüllen den Talgrund jüngere horizontal liegende ferretisierte Geröllehme. Es wäre nun immer noch die Möglichkeit gegeben, daß die Neogenablagerungen unter einem Mantel von diesen jüngeren Bildungen verhüllt wären. Aber gerade in der Enge von Ključ liegen diese jüngeren Schuttmassen unmittelbar dem kristallinen Untergrund auf. Auch

[1] Weiter südlich im westlichen Vorland des Prnar Dag ist eine solche Diskordanz von Prof. Erdmannsdörffer beobachtet worden.

ist es nicht wahrscheinlich, daß durch spätere Erosion etwa doch vorhandene neogene Ablagerungen völlig entfernt worden sind. Sie müßten sich doch noch da und dort wenigstens in Spuren nachweisen lassen. Dieses Fehlen von Neogenablagerungen legt deshalb die Vermutung nahe, daß die tiefe Strumicatalung, wie auch Oestreich und Janković andeuten, zu dieser Zeit noch nicht in dieser Ausbildungsform bestanden hat und erst in der allerjüngsten Tertiärzeit vielleicht erst im Beginn des Diluviums angelegt worden ist.

Ob der Bruch am nördlichen Belasicafuß die Struma überquert und sich am Nordfuß der Čengel Planina fortsetzt, darüber stehen nur zu wenig Beobachtungen zur Verfügung. Dem Nordfuß der Čengel Planina sind gewaltige Schuttmassen vorgelagert, am Gebirgsrand selbst wohl diluvialen Alters, die jeden Einblick in die Randtektonik verwehren. Aber die Thermen bei dem Dorf Čengelovo, wo ganz gewaltige Wassermassen gerade am Fuß des Gebirges hervorbrechen, machen auch hier das Vorhandensein von Spalten wahrscheinlich.

Am Südrand der Belasica, die in jähen Abstürzen nach dem Becken von Poroj abfällt, fehlen tertiäre Randverkleidungen. Nur gewaltige diluviale Schuttkegel bauen sich wie am Nordrand aus den Gebirgsschluchten in das Becken hinein. Dieses Fehlen eines Tertiärfußes muß hier um so mehr auffallen, als auf der andern Seite der Struma an der Čengel Planina sich sofort die Kalktuffterrassen von Banja herausheben und weiter östlich in die Beckenfüllung des Valoviškatales übergehen. Der Südrand der Belasica und die Senke von Poroj scheinen also ebenso wie die Strumicatalung relativ jungen tektonischen Bewegungen ihren Ursprung zu verdanken. Daß der Südrand der Belasica wirklich eine tektonische Linie ist, das lassen schon sein geradliniger Verlauf von Dova Tepe bis zur Rupelschlucht, seine namentlich im unteren Teil übersteilen Hänge vermuten. Wenn wir diese Linie über die Struma nach Osten verfolgen, so trifft sie auf eine Störung, an welcher die Kalktuffterrassen von Banja an den Sand und Schottermassen des Tschona abgesunken sind. Hier auf diesen Terrassen treten auch mehrere, z. T. sehr heiße Schwefelquellen aus.

Das jüngere Alter teilen die Strumicatalung und die Senke von Poroj mit vielen andern Beckengebieten Mazedoniens, so z. B. mit dem Dojransee, dem Becken von Gjevgjeli und Hudova—Valandovo, in denen ebenfalls Neogenablagerungen fehlen. Wir haben also zwei Hauptphasen der Beckenbildung in Mazedonien zu unterscheiden, eine ältere vom Paläogen ins Neogen reichende, und eine jüngere, die wahrscheinlich an die Grenze von Tertiär und Diluvium zu verlegen ist[1]. Zum älteren Typus gehört entschieden das mit Neogen erfüllte Becken von Seres. Hier konnten wir feststellen, daß der tertiäre Meeresstrand sicher mit dem Beckenrand zusammenfiel (vgl. p. 31 u. 32). Strukturlinien des Beckens selbst waren maßgebend für die Raumerfüllung der tertiären Schuttmassen. Das Wort Oestreich's, die meisten Becken seien jünger als ihre Beckenerfüllung[2], bedarf demnach einer Beschränkung.

In der letzten Bewegungsperiode senkte sich das Innere der Beckengebiete immer mehr zur Tiefe, randlich blieben meist noch zerrüttete Tertiärstaffeln erhalten, die sich als breite Schleppen um den Fuß der Gebirge herumziehen.

In diese Hauptstörungsperiode fällt wohl auch das Aufsteigen der zahlreichen Thermen und der kieselsäurehaltigen Lösungen. Letztere gaben nicht nur bei ihrem Zusammentreffen mit Marmoren, sondern auch mit Gneisen und tertiären Schuttmassen zu weitgehenden Umwandlungen Veranlassung, deren Endprodukte pseudomorphe Quarzite sind. Solche Quarzite sind namentlich an den Rändern der Gebirge außerordentlich verbreitet und treten meist morphologisch sehr stark in die Erscheinung. Wir treffen sie in der Ograždеn Planina, in der Čengel Planina und im Šarlijagebirge, wo sie aus Gneisen oder aus Kalken entstanden sind, manchmal auch aus tertiären Konglomeraten ihren Ursprung herleiten. Weitaus das großartigste Beispiel einer solchen Thermaltätigkeit ist das Tertiärgebirge, das die Struma bei

[1] Nach Cvijič, Die tektonischen Vorgänge in der Rhodopemasse. Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss. Wien 1901. 90. p. 428, sollen diese jüngeren Becken hauptsächlich der südlichen ägäischen Randzone eigen sein.

[2] Vgl. Oestreich, Die Oberfläche Mazedoniens. Geogr. Zeitschr. 1910. 16. p. 569.

Livunovo durchbricht. Das Gebirge, das sich wie eine Vulkanrinne aus der Strumaniederung heraushebt, besteht ganz aus tertiären Schuttmassen, die durch die Wirkung kieselsäureführender Thermalquellen in Quarzite, quarzitische Breccien und Konglomerate umgewandelt wurden. Der harte quarzitische Infiltrationsklotz ist durch die Erosion als Härtling aus den umgebenden weichen Tertiärschichten herausgeschält und antezedent von der Struma durchschnitten worden.

Die tektonisch zerstückelten Tertiärablagerungen wurden gegen das Beckeninnere abgetragen, z. T. in wellige Hügellandschaften, z. T. in fast ebene leicht abfallende Terrassenflächen übergeführt. Die Formen dieses Erosionszyklus sind noch heute an vielen Stellen ziemlich unversehrt erhalten. Die so entstandene Abtragungsfläche steht in gar keiner Beziehung zu der inneren Struktur der Tertiärablagerungen. Wenn man im Becken von Seres bei Melnikič oder im nördlichen Strumabecken bei Svetivrač über die weiten ebenen Flächen hinwegsieht, so beobachtet man vielfach, daß die geneigten Schichten unter verschieden großen Winkeln glatt abgeschnitten werden. Auch setzen diese Flächen über Verwerfungen ohne jeden erkennbaren morphologischen Knick hinweg, sind also jünger als diese Störungen. Das Relief, das zu dieser Phase der morphologischen Entwicklung gehört, spannt sich über die gestörten Beckenfüllungen hinweg und ist jedenfalls jungpliocänen Alters. In seiner regionalen Verbreitung greift es weit über Ostmazedonien hinaus.

In einer seiner neueren Arbeiten über L'ancien lac Egéen[1] kommt Cvijič zu einer ganz andern Darstellung der jüngeren tektonischen und morphologischen Entwicklung Mazedoniens als wie sie hier kurz skizziert wurde. Zu pontischer Zeit gehörte Mazedonien nach Cvijič einem großen Senkungsfeld an, das ein zusammenhängender Süßwassersee erfüllte. Durch Absenkung der Wasseroberfläche bildeten sich dann die levantinischen Teilbecken heraus. Die Seen schrumpften, die Abflüsse der Seen schnitten sich tiefer ein, zuletzt in die eigenen Beckenfüllungen. Den einzelnen Schrumpfungs-

[1] Annales de Geographie. 1911. XX. p. 233—259.

phasen entsprechen bestimmte Terrassensysteme. Die beiden obersten Seewasserstände sollen durch durchlaufende Uferterrassen gekennzeichnet sein, die sich in allen mazedonischen Beckenumrahmungen gleichmäßig in einer Höhe von 740—800 m bezw. 670—680 m hinziehen. Ganz abgesehen davon, daß es sehr schwer fallen dürfte, diese Terrassensysteme überall nachzuweisen, schließt diese Theorie die Vorstellung mit ein, daß seit Ausbildung dieser Terrassen im Pliocän bis zur Jetztzeit die Beckengebiete von keinerlei ungleichen Störungen betroffen wurden. Das Gegenteil ist aber der Fall. Schon Oestreich[1] hat mit Recht an dieser Auffassung Kritik geübt[2].

Das über die randlichen Tertiärablagerungen ausgebreitete levantinische[3] Relief geht nun meist nicht allmählich in die quartären Aufschüttungsebenen der zentralen Beckenteile über, sondern spannt sich hoch über diese hinweg und bricht an einem deutlichen Steilrand über der Beckenebene ab. Sehr scharf ist dieser Steilrand bei Seres ausgeprägt, wo er über 100 m Höhe erreicht. Die jungpliocänen Abtragungsflächen befinden sich also nicht mehr in ihrer ursprünglichen Lage, sondern erscheinen gegenüber der jetzigen Erosionsbasis, den Beckenzentren, gehoben. Diese Heraushebung der Gebirgshorste gegenüber den Beckenebenen belebte die Erosion von neuem. In die wellige tertiäre Vorhügellandschaft, in die fast ebenen Terrassenflächen wurden tiefe, schmale Schluchten eingerissen. Zerstörend fraß sich der neue Erosionszyklus immer mehr in die alten Formen ein und hat manchmal aus ihnen eine abenteuerliche, oft schwer zugängliche Badlandlandschaft herausmodelliert. In dem Becken von Melnik zieht sich vom Westabfall des Piringebirges eine breite Tertiärschleppe herab, in deren flache Hänge ein wirres System tiefer enger Schluchten eingerissen ist. Wenn man von Livunovo den Blick nach Osten in die Gegend von Melnik richtet, gewahrt man eine wildzersägte Badlandlandschaft, ein Chaos von haarscharfen Kämmen, Spitzen, Pfeilern, deren

[1] Die Seen Mazedoniens. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. 1916. p. 111.

[2] Ich hoffe in einer späteren Arbeit speziell auf die morphologische Entwicklung Ostmazedoniens noch zurückzukommen.

[3] Levantin gebrauche ich nicht im Sinne Dépéret's (Bull. soc. géol. France. 3 série. 21. 1893. p. 170) und setze levantinisch = oberpliocän.

Silhouetten namentlich in der Abenddämmerung dem Auge ein Hochgebirge mit alpinen Formen vortäuschen. Diese Hebung, welche wohl der Wende von Pliocän und Pleistocän angehört, ist nicht auf Ostmazedonien beschränkt, sondern prägt sich im Landschaftsbilde ganz Mazedoniens immer in der gleichen Weise aus[1].

Die letztgenannte Hebung hatte wohl auch die Abzapfung der zur Pliocänzeit noch unregelmäßig über das Land zerstreuten Seenplatten zur Folge und ihre Einordnung in tektonisch vorgezeichnete Abflußrinnen: es entstand die Struma. Kossmat hält es für wahrscheinlich, daß früher in pontischer Zeit die Vardarfurche längs des Strumicatales mit der Strumafurche in Verbindung stand und daß erst in einem späteren Stadium der Vardar nach dem Golf von Saloniki abgezogen wurde. In der Tat begleiten den Nordabfall der Belasica Planina nach dem Strumicatal hin über den Dörfern Skriti und Gabrinovo in ziemlich großer Höhe (500—700 m ?) unverkennbare Terrassen, die wohl als Talböden eines solchen alten Laufes angesehen werden können. Auch beim Abstieg vom Kungure konnte ich in etwa 720 m Höhe ähnliche Terrassenreste feststellen. Vielleicht entsprechen auch einige hochliegende Terrassen im Becken von Seres am Smijnicahang zeitlich diesem alten Vardar—Strumalauf.

Von den großen ägäischen Senkungsvorgängen, die ins Diluvium fallen, blieb auch die ostmazedonische Randzone nicht unberührt. Das untere Strumatal liegt nur wenige Meter über dem heutigen Meeresspiegel (Tachinosee 8 m) und ist wohl tief mit jungen Alluvionen verschüttet, zeigt also den Charakter eines ertrunkenen Tales. Durch eine solche jungendliche Absenkung unter das Grundwasserniveau entstand wohl auch der Tachinosee, der durch die weniger tief versunkene Barre von Neohori gestaut wurde.

Auf eine merkwürdige Komplikation der jüngsten Be-

[1] Die jetzige Höhenlage der Tertiärablagerungen erlaubt gewisse Schlußfolgerungen auf das gesamte Ausmaß der neogenen Hebung im ostmazedonischen Beckengebiet. Am östlichen Beckenrand von Seres oberhalb Hurovišta habe ich marine Tertiärschichten etwa bei 300 m Höhe angetroffen. Um diesen Betrag hat sich hier das Land zum mindesten seit dem Rückzug des pliocänen Meeres gehoben.

wegungen in der mazedonischen Randzone schien eine Beobachtung von Cvijić über marines Diluvium im unteren Strumabecken hinzuweisen. Cvijić nimmt an, daß das diluviale Meer im Becken von Seres eingedrungen sei[1]. Er stützt diese Behauptung auf Beobachtungen, die er in der Gegend von Tolos und Zdravik am Westfuß des Prnar Dag gemacht hat. Von dort führt er aus gelben Sanden etwa in Höhe von 40 m über dem heutigen Meeresniveau Schalenreste von *Cardium*, *Murex*, *Turritella* an, die er der rezenten ägäischen Fauna zugehörig betrachtet. Ich habe ebenfalls in der jungen Beckenfüllung von Tolos in etwa 30—40 m Höhe *Cardium*-Schalen gefunden. Es handelt sich hier aber um umgelagerte Tertiärfossilien, die aus den weiter östlich anstehenden pliocänen Tertiärschichten zwischen Nuska und Hurovišta ausgespült und in der Beckenebene neu zur Ablagerung gekommen sind. Das geht schon daraus hervor, daß sich bei Tolos zusammen mit *Cardium* manchmal auch Cerithienschalen finden, die unzweifelhaft aus den tertiären Bildungen stammen. Der Erhaltungszustand der Schalen, die z. T. noch Farbenstreifen tragen, ist allerdings verblüffend gut. Aber in den enorm reichen Lumachellenbänken des Tertiärs zwischen Hurovišta und Nuska ist der Erhaltungszustand gerade dieser Cardien und Cerithien genau der gleiche. Das von Cvijić erwähnte Vorkommen von marinem Diluvium im Mündungsgebiet der Struma bedarf demnach zum mindesten einer nochmaligen genauen Nachprüfung.

Als letzte Äußerung der jugendlichen, immer noch nicht zur Ruhe gekommenen Bewegungen müssen Erdbeben genannt werden, von denen Ostmazedonien häufig heimgesucht wird. Die Strumafurche war die Hauptschütterlinie des Erdbebens vom Jahre 1904. Im Balkankrieg im Jahre 1913 verspürten die bulgarischen Truppen, die am Ausgang der Rupelschlucht lagerten, heftige Erdstöße und ich selbst erlebte im Juli 1917 in Sarmusakli ein schwaches Beben, das allerdings nur wenige Sekunden dauerte.

Unter den morphologischen Veränderungen der Diluvialzeit spielen bei der regionalen Verbreitung von Marmoren

[1] Grundlinien, l. c. p. 343 und p. 346.

Verkarstungserscheinungen eine große Rolle. Am Fuß der Karstgebirge entspringen mächtige Karstquellen (Ajana bei Seres, Čengelovo am Nordrande der Čengel Planina). In die Flanken des Gebirges sind prachtvoll ausgebildete Dolinen eingesenkt (Smijnica Planina, Ali Butuš). Echte Glazialformen habe ich in den 1800—2000 m hohen Randgebirgen des Beckens von Seres nicht beobachtet. Darum fehlt diesen Gebirgen auch der alpine Charakter, sie tragen trotz ihrer Höhe mehr Mittelgebirgsformen. Im Gegensatz zu diesen läßt der bis 3000 m hohe Pirin schon von der Ferne den reicher gegliederten glazialen Formenschatz erkennen (Kare).

Im Laufe des Alluviums wurden die Beckenzentren durch die vom Beckenrand abgespülten Schuttmassen mehr und mehr ausgefüllt. Der Tachinosee, dem die Struma andauernd Sinkstoffe zuführte, schrumpfte allmählich zu seiner heutigen Ausdehnung zusammen. Noch jetzt schreitet dieser Verlandungsprozeß fort und wird schließlich zu einer völligen Trockenlegung dieser Wasseransammlung führen, die schon heute in großen Strecken mehr Sumpf- als Seecharakter zeigt.

In vielen der jungen ostmazedonischen Beckenfüllungen liegt noch ein ungehobener Schatz von ungeheurem wirtschaftlichem Wert begraben: artesisches Wasser, das an jeder Stelle erbohrt werden kann und von selbst mehrere Meter über die Tagesoberfläche emporsteigt. Wenn jetzt im Sommer unter dem Einfluß der anhaltenden Trockenheit die Ebene sich in eine dürre Steppe verwandelt, so ließen sich durch systematische Ausnützung dieser Bewässerungsmöglichkeit mit Leichtigkeit zweimalige Ernten erzielen und reiches Kulturland könnte den Sommer über nutzbar gemacht werden.

Neues zur diluvialen Fauna von Wolin in Südböhmen.

Von

J. V. Želizko.

Mit 3 Textfiguren.

Die Tundren- und Steppenfauna von Zechovic (südwestlich von Wolin).

Zu Weihnachten 1913 übergab mir Herr K. Turek, jetziger Besitzer der Kalksteinbrüche bei Zechovic, einige größere Knochen und Zähne, die im östlichen Teile eines Bruches, unweit der Stelle, von der ich im Jahre 1909 und 1916 in Rozpravy und im Bulletin der böhmischen Akademie der Wissenschaften in Prag eine reiche Diluvialfauna beschrieben habe, gefunden wurden[1]. Die zuletzt gefundenen, teilweise von Raubtieren abgenagten Reste gehörten dem Nashorn, Wildpferd und Renntier an.

Im Frühjahr des nächsten Jahres besuchte ich die genannte Lokalität, wo ich nach flüchtiger Durchsuchung des abgeräumten Lehms noch einige Reste eines kleinen Nagetieres fand. Zur eigentlichen Durchforschung konnte ich aus verschiedenen Gründen erst im September 1915 schreiten. Dann setzte ich dieselbe im Sommer 1916 und 1917 fort.

Die die Tierreste enthaltende Ablagerung habe ich wiederum eigenhändig und langsam, Stück für Stück durch-

[1] Diese auf der Westseite der Steinbrüche bei Zechovic sich befindliche Stelle werde ich auch fernerhin als Zechovice I und die neue auf der Ostseite, Zechovice II bezeichnen.

genommen, während es die Aufgabe eines Arbeiters war, den von mir angehäuften Lehm und Schotter wegzuschaffen und die im Weg stehenden Blöcke abzuräumen. Über die Resultate der täglichen Arbeit habe ich wiederum ausführliche Aufzeichnungen geführt.

Die diluviale, ungleich mächtige, zur Westseite sich einigermaßen auskeilende Ablagerung ruht auf dem geschichteten, mit Biotitgranit durchsetzten Kalkstein, welcher auf der Westseite einen scharfen, ca. 2.5 m hohen Vorsprung bildet.

Fig. 1. Neuer Fundort diluvialer Fauna bei Zechovic (↓). Ansicht von Norden.

Das Material besteht aus einer Menge scharfkantigen Schotters und Blöcke, die mit lichtbraunem, kompaktem, stellenweise grobkörnigem Gehängelehm vermengt sind. Die bisher bloßgelegte, gegen Norden gewendete Ablagerungsseite ist etwa über 4 m lang und im höchsten Punkte ca. 1,5 m hoch.

Auf der Westseite, wo sich die Ablagerung infolge der schief aufgehobenen Kalkschichten einigermaßen auskeilt, überwiegt oberhalb des Schotters ein feinerer, dunkler gefärbter Lehm. Darauf folgt eine gleichfalls unregelmäßig mächtige, bis jetzt aber sehr wenig bloßgelegte Holocänschicht, ähnlich jener vom Dèkanský vrch bei Wolin, welche einige Schnecken und ein Humerus der Wasserratte *(Arricola amphibius)* geliefert hat. Die genannte Schicht mit Schotter

und Erde der jüngsten Periode bildet dann die oberste ca. 3 m mächtige Decke.

Im großen und ganzen sind hier dieselben Lagerungsverhältnisse vorhanden, die wir schon früher bei Zechovic und auf dem Děkanský vrch kennen gelernt haben, nur daß die neue Fundstelle viel weniger Lehm enthält als die beiden vorhergehenden Lokalitäten.

Der die Zwischenräume zwischen den Blöcken und Schottern ausfüllende Lehm zeichnet sich in der tieferen Lage durch eine äußerst arme Fauna aus, die obere Schicht hat viele Reste der für die Tundren- und Steppenfauna typischer Arten geliefert. Unter diesen sind zwar auch einige bereits von früher von Zechovic bekannt, dafür aber sind sie in der neuen Lokalität an der Zahl häufiger vertreten, was sehr wichtig ist für die Beurteilung, in welchem Maße die betreffende Art in der Gegend von Wolin verbreitet war.

Daß auch diese meine letzte Forschung befriedigend sein konnte, dafür gebührt Herrn K. Turek, Realitätenbesitzer in Wolin, das Verdienst, indem er mir bei meinen Ausgrabungen in jeder Richtung volle Freiheit gewährte, wofür ich ihm an dieser Stelle am herzlichsten danke.

Die bis zum Jahre 1918 bei Zechovic festgestellte Fauna enthält folgende Arten:

A. Mammalia — Säugetiere.

I. Carnivora — Raubtiere.

Vulpes vulgaris Briss. (Gemeiner Fuchs.)

Ein Rückenwirbel und wahrscheinlich auch ein Fragment des Sternum. (Infolge des unzureichenden Vergleichsmaterials gefälligst von Herrn Dr. Kormos in Budapest bestimmt.)

Foetorius Eversmanni Less. (Steppeniltis.)

Ein schön erhaltener männlicher Schädel.

Der Fund dieses Tieres ist dadurch wichtig, daß seine Existenz im Diluvium bisher nur an einigen wenigen Stellen in Mitteleuropa festgestellt wurde.

Da ich über denselben einen ausführlicheren Bericht „Der Steppeniltis (*Foetorius Eversmanni* Less.) im Diluvium bei

Wolin" (Rozpravy und Bulletin der böhmischen Akademie 1918) veröffentlichte, unterlasse ich eine weitere Beschreibung des Fundes.

Putorius (Ictis) vulgaris Briss. (Wiesel.)

Es wurde ein Gaumenteil der linken Schädelseite mit erhaltenem vorderen Lückenzahn (p2) und dem Höckerzahn (m1), einem ausgewachsenen Tiere angehörend, gefunden.

Die Inzisivalveolen des Canins, des Lückenzahnes (p3) und des Reißzahnes (p4) sind erhalten. Die 3,2 mm breite Nasenöffnung ist gleichfalls erhalten.

Die Breite der Schnauze an den Außenrändern der Caninalveolen ist 6,2 mm, der Inzisivreihe 2,5 mm und die Länge der Backenzahnreihe 6,5 mm. Die Länge des Höckerzahnes mißt 2,8 mm.

Unser Exemplar stimmt in der Größe mit dem Woldrichschen Schädelfragment von Zuzlawitz, vom Autor unter dem Namen *Foetorius minutus* n. sp. angeführt[1], überein, sowie mit dem von Reynolds aus dem englischen Pleistocän als *Mustela vulgaris* (var. *minuta*) beschriebenen Schädel[2].

Mit Rücksicht darauf, daß später Hensel[3] auf die bedeutende Variabilität der Schädelmaße beim Wiesel aufmerksam machte und nach ihm auch Winterfeld[4] zu gleichen Resultaten gelangte, handelt es sich wahrscheinlich um ein kleines Weibchen des Wiesels, wie auch Nehring meinte[5].

Das Wiesel ist aus dem böhmischen Diluvium bis jetzt nur von Zuzlawitz bekannt.

Dieses kleine Raubtier kommt nach Nehring[6] in der Tundra sowie in der Steppe vor, obwohl dasselbe kein charakteristisches

---

[1] Diluviale Fauna von Zuzlawitz. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch 88. p. 1000. Taf. II Fig. 7—9. Wien 1884.

[2] A Monograph of the British Pleistocene Mammalia. Palaeontographical Society. 2. Part IV. The Mustelidae. London 1912.

[3] Craniologische Studien. Nova acta der Leop.-Carol. Akad. 42. No. 4. Halle 1881.

[4] Über quartäre Mustelidenreste Deutschlands. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 37. p. 851. Berlin 1885.

[5] Die kleineren Wirbeltiere vom Schweizerbild. Denkschr. d. Schweiz. Naturf. Ges. 35. Zürich 1895.

[6] Über Tundren und Steppen. Berlin 1890.

Tier der einen oder der anderen ist. Seine Verbreitung ist dieselbe wie die des Hermelins, obwohl es scheint, daß das Wiesel in der Tundra verhältnismäßig seltener erscheint als dieses. In Böhmen ist das Wiesel, wie bekannt, häufig verbreitet.

Fossile Reste dieses Tieres sind aus den Ablagerungen der Steppenperiode einiger europäischer Lokalitäten bekannt.

Putorius (Ictis) Erminaeus Ow. (Hermelin.)

Ein distaler Teil der linken und der rechten Tibia.

Die Knochen stimmen vollkommen mit der Tibia von Zuzlawitz überein, welche Woldřich zu einem marderartigen Raubtiere *Foetorius Krejčii*[1] rechnete, welches nach Nehring[2] entweder ein schwaches Weibchen eines Hermelins oder ein starkes Männchen des Wiesels ist. Winterfeld[3] und Kafka[4] reihen dasselbe zum Hermelin.

Reste des genannten Tieres sind schon von früher von Zechovic I und von Děkanský vrch bekannt.

II. Glires — Nagetiere.

Spermophilus citillus Bl. (Gemeiner Ziesel.)

Ein Femur.

Früher auch einige Reste von Zechovic I und vom Děkanský vrch.

Cricetus vulgaris (fossilis) Kaup. (Gemeiner Hamster.)

Ein rechtes Femur.

Bei Zechovic I sehr häufig.

Cricetus phaeus (fossilis) Nehr. (Reißhamster.)

Ein rechter gut erhaltener Unterkiefer und ein linker defekter.

Aus der Gegend von Wolin ist er bekannt von Zechovic I und vom Děkanský vrch.

---

[1] l. c. 84. p. 201. Taf. II Fig. 19.

[2] l. c. Über Tundren und Steppen.

[3] l. c. p. 846.

[4] Fossile und rezente Raubtiere Böhmens (Carnivora). Archiv der naturwiss. Landesdurchforsch. von Böhmen. **10**. No. 6. Prag 1903.

Myodes torquatus Pall. (Halsbandlemming.)

42 Unterkiefer und 2 Gaumenbruchstücke.

Auf dem Děkanský vrch wurden, wie bekannt, über 50 Kiefer gefunden.

Die zahlreichen im höchsten Niveau der Diluvialschichten des neuen Fundortes bei Zechovic vorkommenden Lemmingreste mit der überwiegenden Steppenfauna bestätigen neuerdings, daß sich dieser bedeutsamste Typus der arktischen Fauna in dem Vorgebirge des Böhmerwaldes am längsten erhielt.

Hypudaeus glareolus Wagn. (Waldwühlmaus.)

Drei Unterkiefer.

Bei Zechovic I ziemlich häufig.

Arvicola agrestis Blas. (Erdmaus.)

Zwei Unterkiefer.

Ist von Zechovic I und vom Děkanský vrch bekannt.

Arvicola arvalis Sélys. (Gemeine Feldmaus.)

Über 60 Unterkiefer und zahlreiche Knochen. Eine in der Umgebung von Wolin meist verbreitetste Maus, denn vom Děkanský vrch stammen über 120 Kiefer.

Arvicola amphibius Desm. (Wasserratte.)

Zwei linke Unterkiefer und ein Humerus.

Bei Zechovic I sehr häufig.

Arvicola gregalis Desm. (Sibirische Zwiebelmaus.)

65 Unterkiefer.

Bei Zechovic I und namentlich auf dem Děkanský vrch sehr häufig.

Arvicola subterraneus Sélys. (Kurzohrige Erdmaus.)

Zwei Unterkiefer.

Kam auch bei Zechovic I sowie auf dem Děkanský vrch vor.

Lepus variabilis Pall. (Schneehase.)

Einige Unterkieferfragmente, einzelne Zähne und eine Menge verschiedener Knochen.

In der Gegend von Wolin sehr verbreitet.

Lagomys pusillus Pall. (Zwergpfeifhase.)

Zwei linke und ein rechter Unterkiefer.

Bei Zechovic I ziemlich häufig.

III. Perissodactyla — Unpaarzeher.

Equus ferus (fossilis) Pall. (Kleines Wildpferd.)

Es wurde ein Unterkiefer mit allen Zähnen und 46 lose Backenzähne gefunden, von welchen einige stark abgekaut sind, ferner zwei Milchzähne des Oberkiefers, einige Schneidezähne, zwei Vorderteile des Gebisses mit allen Schneidezähnen, mehrere Metatarsi und Metacarpi, sowie eine Menge anderer von Raubtieren abgenagter Reste.

Die früher bei Zechovic I gefundenen Reste waren nicht so häufig wie in dem jetzigen Fundorte und auch die damals vorhandenen Zähne waren meistens schlecht erhalten.

Wie ich schon früher anführte, war das kleine Wildpferd der häufigste unter den großen Säugern der Umgebung von Wolin. Besonders die Funde vom Děkanský vrch zeugen, daß dieses Tier sich im Böhmerwaldgebiet in kleineren Rudeln ähnlich wie bis zum heutigen Tage in den mittelasiatischen Steppen aufhielt.

Atelodus (Rhinoceros) antiquitatis Pom. (Sibirisches Nashorn.)

Von diesem wollhaarigen Dickhäuter ist vorhanden: oberer Teil der Ulna, ein Radius, oberer Teil vom Humerus, welcher leider beim Ausgraben stark beschädigt wurde, ferner Beckenreste und andere Knochenbruchstücke. Die Knochen zeigen teilweise an der Oberfläche und überall an den Enden deutliche Spuren der Abnagung durch größere Raubtiere.

Durch die angeführten Reste ist die Anwesenheit des diluvialen Nashorns im Böhmerwaldgebiet diesmal besser dokumentiert, denn die bisherigen Funde haben in diesem Gebiete nur

spärliche Rhinocerosreste geliefert. So zum Beispiel habe ich bei Zechovic I bloß ein Fragment vom Femur und später noch einen Metacarpus 2 (unterer Teil mit dem Gelenk) gefunden.

Aus der heute nicht mehr existierenden Boháčschen Ziegelei gegenüber dem Eisenhammer nördlich von Wolin führt Woldrich nur fragliche Reste von *Rhinoceros (Merckii* Jäg. et Kaup?) an[1]. Auch von Zuzlawitz erwähnt genannter Autor vom Nashorn nur einen Backenzahn, ein Becken- und Rippenfragment[2].

Wie bekannt, wurde das diluviale Nashorn in Böhmen zu den Vertretern der Weide- und auch zur übergehenden Waldfauna gezählt[3]. Auf Grund meiner neuen bei Wolin gewonnenen Erfahrungen betrachte ich, mit Nehring's Ansichten übereinstimmend[4], das während der postglazialen Zeit am Rande des Böhmerwaldes lebende Rhinoceros als ein Steppentier, dessen Reste in den lößartigen Steppenrelikten Nord- und Mittelböhmens besonders häufig vorkommen, wie zum Beispiel die übersichtliche Kartenskizze Kafka's veranschaulicht[5].

In der letzten Zeit scheint eine ähnliche Ansicht auch für die ungarischen Funde akzeptiert worden zu sein[6].

Der fast stetige Begleiter des Nashorns, das Mammut, wurde, abgesehen von den unbedeutenden Stoßzahnbruchstücken von Zuzlawitz[7], in unseren Ablagerungen noch nicht konstatiert.

---

[1] Mitteilungen der Anthropol. Ges. in Wien. **14**. p. 203. 1884.

[2] Diluviale Fauna von Zuzlawitz. **82** u. **88**.

[3] J. V. Želízko. Bericht über den Fund eines Rhinoceros-Skelets im diluvialen Lehm zu Blato bei Chrudim. Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1900. p. 346 und weitere Literatur.

[4] Über den Charakter der Quartärfauna von Thiede bei Braunschweig. Dies. Jahrb. 1889. I. — Über Tundren und Steppen. p. 137 und 175.

[5] Kopytníci země české žijící i vyhynulí. Díl I. Archiv pro přírodověd. prozkoumáni Čech. Díl. XIV. č. 5. Praha 1909.

[6] O. Kadić und Th. Kormos, Die Felsnische Puskaporos bei Hámor im Komitat Borsod und ihre Fauna. Mitteil. aus dem Jahrb. d. kgl. ungar. geol. R.-A. **19**. H. 3. Budapest 1911.

[7] J. N. und J. Woldřich. Geologické studie z jižních Čech. II. Údolí Volyňky na Šumavě. Archiv pro přírodověd. prozkoumáni Čech. Díl. XII. č. 4., p. 94. Praha 1913.

Rangifer tarandus Jard. (Renntier.)

Ein schönes, schlankes, teilweise auf dem Schädelknochen sitzendes Geweihstück in der Länge von 40 cm mit zwei Sprossen, ferner ein Fragment der Geweihstange in der Länge von 25 cm, dessen elliptischer Durchmesser 3,5 cm und 4 cm mißt, sechs Backenzähne aus dem Unterkiefer und zwei Milchzähne, sowie zahlreiche Bruchstücke meistens abgenagter Knochen.

Das Renntier hat sich in Böhmen von allen nordischen Tieren am längsten, und zwar bis zum Schluß der Diluvialepoche aufgehalten[1]. In Mähren lassen sich seine Spuren sogar bis in das Neolithicum verfolgen[2]. Auf dem Děkanský vrch wurden Reste dieses Tieres in dem unteren Niveau gemeinsam mit der Glazialbegleitfauna, sowie im höheren Horizont mit der typischen Steppenfauna gefunden.

B. Aves — Vögel.

Von diesen bestimmte wieder Herr V. Čapek folgende Arten:

I. Raptatores — Raubvögel.

Falco tinnunculus L. (Turmfalke.)

Ein Tarsometatarsus.

Aus Böhmen nur von Zechovic I bekannt.

II. Oscines — Singvögel.

Emberiza citrinella L. (Gelbammer.)

Linkes Coracoid mit fehlerhaftem Capitulum und ein anderes defektes.

Im böhmischen Diluvium bis jetzt nicht gefunden.

Dieser Vogel haust in Nord- und Mitteleuropa, im größeren Teile Asiens, namentlich in Sibirien.

Auch in Böhmen ist derselbe überall sehr häufig, ausgenommen im Hochwald.

---

[1] J. N. Woldřich, Tábořiště diluviálního člověka a jeho kulturní stupeň v Jenerálce u Prahy atd. Rozpravy České Akademie. Praha 1900.

[2] M. Kříž, Beiträge zur Kenntnis der Quartärzeit in Mähren. p. 170. Steinitz 1903.

Alauda sp. (Lerche.)

Proximale Hälfte der linken Ulna eines Singvogels von der Größe einer Lerche; sonst ist eine genaue Bestimmung unmöglich. Der Humerus der Lerche von Zuzlawitz ist gleichfalls fraglich.

Turdus musicus L. (Singamsel.)

Rechtes, fast vollkommen erhaltenes Coracoideum. Kam auch bei Zechovic I vor.

III. Rasores — Hühnervögel.

Lagopus albus Vieill. (Moorschneehuhn.)

Ein proximaler Teil des Radius und ein rechtes Femur ohne Epiphysis. Die dreiteilige Diaphysis weist auf ein junges, erst kürzlich ausgeflogenes Individuum hin, ein Beweis des lokalen Nistens, sowie des diluvialen Alters verwandter Funde.

C. Mollusca — Weichtiere.

Acht weiter angeführte, wiederum von Herrn Dr. Frankenberger bestimmte Arten stammen aus dem Grunde der jüngeren, dunkelbraunen, auf der Unterlage des diluvialen Lehms mit gemischter Glazial- und Steppenfauna liegenden Erde. Da Herr Dr. Frankenberger dann später zum Militärdienst einberufen wurde, hat die übrigen Schnecken der nicht weniger anerkannte Malakozoologe Herr Jar. Petrbok bestimmt.

Die mit Sternchen bezeichneten sind für die Umgebung von Wolin neu.

Patula (Discus) rotundata Müll.
Helix (Tachea) hortensis Müll.
— *(Monacha) incarnata* Müll.
— *(Isognostoma) personata* Lam.
— *(Chilotrema) lapicida* L.
Eulota (Helix) fruticum Müll.
**Clausilia (Alinda) biplicata* Mtg. var. *fessa* W.
* — *(Kuzmicia) dubia* Drap. var. *obsoleta* A. S.
Hyalinia nitens Mich.
Clausilia laminata Mtg.
Helix sp.

Děkanský vrch 1916—1917.

Diese letzte Forschung auf dem Děkanský vrch bei Wolin, von wo ich bereits im Jahre 1914 und 1917 eine reichhaltige Fauna im Rozpravy und Bulletin der böhmischen Akademie der Wissenschaften beschrieb, lieferte diesmal nur geringe Ausbeute.

Der diluviale Lehm ist gegen die Ostseite bereits verhältnismäßig arm an Tierresten, so daß die mit dem Abräumen der weiteren Masse des Materials verbundenen Auslagen nur von kleinem Nutzen sein können.

In letzter Zeit wurden außer Resten, die ich weiter erwähne, meistens Zähne und verschiedene größere und kleinere Pferdeknochen, ferner ein Unterkiefer des Renntiers mit allen

Fig. 2. Fundort diluvialer Fauna auf dem Děkanský vrch bei Wolin 1916. Ansicht von Norden.

A = Kalksteinwand. Die weißen Striche deuten die Höhe an, in welche die diluviale und holocäne, eine reiche Fauna enthaltende, Ablagerung reichte.
B = Ablagerungen des sog. zweiten Schichtenprofils mit spärlichen Resten diluvialer Fauna.
I = Injektionen eines Pyroxengesteines.
II = Kristalliner Kalkstein.
Im Vordergrund abgeräumter Schotter und Blöcke.

Backenzähnen und fünf andere Zähne und schließlich einige Nagetierknochen gefunden. Es ist aber nicht ausgeschlossen, daß man auf dem Děkanský vrch wieder einmal auf weitere neue Funde stoßen wird.

Die Fauna der schwarzen Schicht mit überwiegenden Schnecken, Nager- und Froschresten ist um einige neue Arten vermehrt.

In der diluvialen Ablagerung mit der gemischten Glazial- und Steppenfauna wurden nachträglich folgende Tiere festgestellt:

Lepus timidus L. (Gemeiner Hase.)

Einige Knochen.

Im böhmischen Diluvium wurde derselbe bei Zuzlawitz, Lochov und in der Gegend von Prag gefunden.

Bos primigenius Boj. (Ur.)

Ein Bruchstück vom Metatarsus, und zwar das vordere Ende der rechten Seite, von einem Raubtier abgenagt. Der Stärke nach deutet er auf eine ca. 52 cm lange Diaphysis. Wie die Größe des Knochens sowie die scharfen Gelenkansätze zeugen, gehörte derselbe einem starken Individuum an.

Ferner wurden gefunden:

Phalanx I des Hinterfußes. Die Länge beträgt 77 mm, die Breite (hintere) 35 mm; das Vorderende ist abgebrochen.

Phalanx I des Vorderfußes, fast vollkommen erhalten, stellenweise abgenagt. Die Länge mißt 86 mm, die Breite (vordere) 38 mm.

Bei Zechovic I habe ich vom Urstier, wie bekannt, den oberen Teil des Humerus gefunden.

Sus scrofa ferus Gm. (Wildschwein.)

Es wurde die rechte Diaphysis des Humerus, einem jüngeren Stücke angehörend, gefunden.

Dieser interessante Rest lag im Lehm zwischen dem Felsvorsprung und dem Kalksteinblock ganz auf dem Grunde der Ablagerung, in der Nachbarschaft der Knochen des Pferdes und des Schneehasen, wodurch das diluviale Alter des entschieden in die Anfangsperiode der Steppenzeit fallenden Fundes am besten nachgewiesen ist.

Denselben Tag (7. VIII. 1916), als ich den Fund machte, notierte ich mir im Tagebuch eine vorläufige Bestimmung „*Sus scrofa ferus?*“. Ich hatte aber dann später nur große Humeri rezenter Schweine zur Disposition, deshalb konnte ich nicht die erwünschte Sicherheit über die Zugehörigkeit des Fundes gewinnen, so daß ich Herrn Dr. Kormos in Budapest um gefällige Vergleichung des Knochens mit dem dortigen Material ersuchte. Aus der eingehenden von Herrn Kormos durch-

geführten Untersuchung geht hervor, daß der Humerus tatsächlich einem Schweine gehört.

Aus Böhmen wurde das Wildschwein bis jetzt nur aus dem jüngeren Diluvium und den alluvialen Ablagerungen angeführt. Reste diluvialen Alters hat nur Podbaba und Turská maštal geliefert [1].

In Deutschland kommt das Wildschwein in den postglazialen Ablagerungen auffallend selten vor. Deshalb meinte Nehring [2], daß die Existenzbedingungen während der Tundren- und Steppenzeit in den meisten Teilen Nord- und Mitteldeutschlands für das Tier ungünstig waren.

Das gleichfalls seltene Auftreten des Schweines im mährischen Diluvium erklärt Knies [3] dadurch, daß das schmackhafte Fleisch, Mark und knorpelige Teile insgesamt vom Menschen ausgenützt wurden. Der isolierte Fund des Tieres im Diluvium bei Wolin ist zwar auch sehr auffallend, besonders in der großen Menge der Knochen, die ich während meiner langjährigen Arbeit sammelte, abgesehen von unzähligen, bedeutungslosen Bruchstücken, welche unbeachtet geblieben sind; aber bei Wolin habe ich bis jetzt kaum die kleinste Spur des Urmenschen festgestellt, welcher zu gleicher Zeit bereits in Mähren zu erscheinen begann. Wahrscheinlich waren auch in Südböhmen die Lebensbedingungen für das Schwein in einem unpassenden Terrain wenig lockend.

Daß übrigens das Wildschwein auch zwischen der subarktischen Steppenfauna vorkommen kann, dafür sprechen die Erfahrungen mancher älterer Forscher, was auch Nehring nicht leugnet [4].

In Böhmen wurde der letzte Vertreter des freilebenden Wildschweins im Jahre 1801 in der Gegend von Frauenberg erschossen.

Die jüngere Fauna der schwarzen (II.) Schicht wurde um folgende Wirbeltiere vermehrt:

[1] Kafka, Kopytníci Díl. II. 1916.

[2] Tundren und Steppen. p. 208.

[3] Pravěké nálezy jeskynní Balcarovy skály u Ostrova. Věstník Klubu přírodovědeckého v Prostějově 1900.

[4] Tundren und Steppen. p. 106. — Die geographische Verbreitung der Säugetiere in dem Tschernosem-Gebiete des rechten Wolgaufers, sowie in den angrenzenden Gebieten. Zeitschr. d. Ges. für Erdkunde zu Berlin. 26. No. 4.

A. Mammalia — Säugetiere.

Talpa europaea L. (Gemeiner Maulwurf.)

Der rechte und linke Unterkiefer. Bei dem rechten ist I_1—I_2 und P_3—P_4, bei dem linken P_1—P_2 erhalten. Die Kieferlänge vom Außenrande der Inzisivalveole bis zum Hinterrande des Condylus, die 21,2 mm beträgt, entspricht dem Woldřich'schen Exemplar von Zuzlawitz (Diluviale Fauna II. p. 187).

Neben diesen Resten wurde auch ein Femur, eine Tibia und Ulna gefunden. Die zwei letzten Knochen stimmen vollkommen mit jenen, welche Woldřich als *Talpa europaea (pygmaea)* aus dem niederösterreichischen Diluvium von Schusterluke erwähnt[1].

Aus dem böhmischen Diluvium wurde der Maulwurf noch aus der Umgebung von Prag und Srbská sluj angeführt.

Heute ist derselbe in Europa und Asien vom 43.° bis zum 67.° n. Br. verbreitet.

Lepus timidus L. (Gemeiner Hase.)

Ein Gaumenteil der rechten Schädelhälfte mit Gebiß, zwei Tibien und ein Calcaneus, insgesamt von jungen Individuen.

Wie bereits oben angeführt wurde, kam derselbe auch in dem unteren Niveau mit der gemischten Glazial- und Steppenfauna vor.

Equus ferus Pall. (Kleines Wildpferd.)

Unter den Säugetieren der schwarzen Schicht wurden jetzt auch einige Backenzähne und ein distales Tibiaende eines kleinen Wildpferdes gefunden. Der Knochen ist leichter und dunkler gefärbt als die Knochen der IV. Schicht (siehe den Durchschnitt der diluvialen Ablagerung in meinen Nachträgen zur diluvialen Fauna von Wolin. Bulletin der böhmischen Akademie. Jg. XXV). Es ist also möglich, eine und dieselbe Pferdeart vom Grunde der diluvialen Ablagerung, d. i. von der IV. bis in die II. schwarze Schicht zu verfolgen.

[1] Reste diluvialer Faunen und des Menschen aus dem Waldviertel Niederösterreichs. Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss. 9. Taf. V Fig. 21. und 27. Wien 1893.

Sus palustris Rütim. (Torfschwein.)

Zwei Schneidezähne des Unterkiefers und ein teilweise abgewetzter Prämolar (P_3) aus der rechten Seite desselben Kiefers, einem kleineren Tiere angehörend, von der Größe desselben Exemplares, welches Rütimeyer[1] aus den schweizerischen Pfahlbauten von Mooseedorf abbildet. Fossile Reste aus Böhmen stammen nach der neueren Revision Kafka's[2] nur von Čochová bei Bilin und von Podbaba. Die übrigen Funde sind alle alluvial, aus der prähistorischen Zeit.

B. Aves — Vögel.

Dieselben gehören insgesamt Singvögeln, welche Herr Čapek bestimmte.

Anthus pratensis L. (Wiesenlerche.)

Der vollständige rechte Coracoid dieses interessanten nordischen Gebirgsvogels.

Die Wiesenlerche nistet in der nördlichen Hälfte Europas und im größten Teile Asiens. Im Winter wurde sie auch in Südeuropa, Südwestasien und Nordafrika beobachtet. In Böhmen kommt sie in feuchten gemischten Wäldern vor.

Aus dem Diluvium wurde die Wiesenlerche, soweit mir bekannt ist, nur aus Ungarn angeführt[3].

Cyanecula sp. (Blaukehlchen.)

Ein gut erhaltener linker Tarsus, zu welchem wahrscheinlich auch eine defekte Hälfte des Unterkiefers gehört.

Ein gleichfalls sehr interessanter nordischer Vogel, nur daß es unmöglich ist zu sagen, zu welchen von den drei bekannten, einzig durch die Federfarbe sich unterscheidenden Arten die Reste gehören.

Die Blaukehlchen hausen in den nördlichen Gegenden Europas, von wo sie nach Afrika und Südasien einfliegen.

[1] Die Fauna der Pfahlbauten in der Schweiz. Neue Denkschriften der allgem. Schweiz. Ges. f. d. gesamten Naturwissenschaften. Taf. I Fig. 1. 9. Zürich 1862.

[2] Kafka, Kopytníci. Díl. II. Str. 17.

[3] K. Lambrecht, Fossile Vögel des Borsoder Bükk-Gebirges und die fossilen Vögel Ungarns. Aquila. 19. Budapest 1912.

In Böhmen kommen sie oft im Zuge im April zum Vorschein und halten sich im Gestrüpp der Bach- und Flußufer auf. Die Vögel befinden sich nur in feuchten, dichten, in der Nähe des Wassers befindlichen Gebüschen wohl.

Im böhmischen Diluvium wurde der Vogel noch nicht gefunden.

Alauda arvensis L. (Feldlerche.)

Die rechte Ulna und der linke Metacarpus.

Die Lerche ist in ganz Europa, Mittelasien, überall, Wälder ausgenommen, verbreitet.

Aus dem böhmischen Diluvium wurde sie bisher nicht angeführt. —

Außer diesen Vögeln wurden noch andere Knochen einiger Singvögel gefunden, welche infolge ungenügender Erhaltung nur annähernd bestimmt werden konnten, wie folgt:

Sylvia atricapilla L. (?) (Schwarzblättchen.)

Die untere Hälfte eines Coracoids, wahrscheinlich dem angeführten Vogel angehörend.

Ruticilla phoenicura L. (?) (Gartenschwanz.)

Die untere Hälfte des Humerus.

Schließlich wurde auch die obere Hälfte des Humerus eines kleineren Singvogels, und zwar eines jungen Nesttieres, ferner das untere Ende der Tibia gleichfalls von einem ähnlichen Jungen gefunden.

C. Mollusca — Weichtiere.

Herr Dr. Frankenberger bestimmte zwei neue Funde und die übrigen dann Herr Jar. Petrbok.

Clausilia (Pirostoma) plicatula Drap.
Cionella (Zua) lubrica Müll. var. *exiqua* Mke.
— *(Zua) lubrica* Müll.

Limax sp. Ein sehr schön erhaltenes 8,5 mm langes Exemplar mit ungemein dickem Schild. Eine nähere Bestimmung dieses interessanten Stückes ist einstweilen infolge des unzureichenden Vergleichsmateriales unmöglich.

Diluviale „Pseudoartefakte".

Bei meinen Forschungen in der Gegend von Wolin fand ich z. B. auf dem Děkanský vrch eine unzählige Menge von Kalkstein- und Aplitbruchstücken, sowie zerschlagener

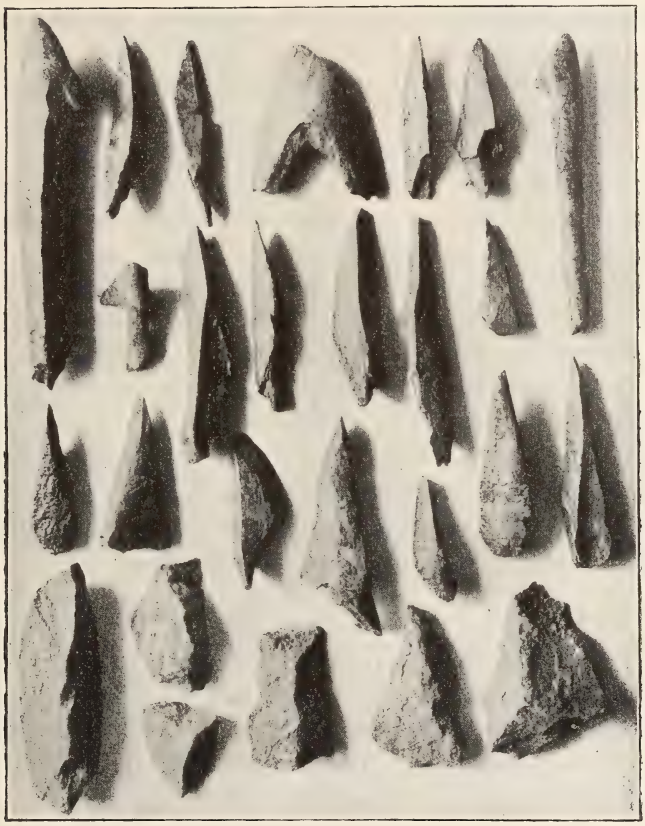


Fig. 3. Diluviale „Pseudoartefakte".

Pferde- und Renntierknochen, welche eine auffallende Form primitiver Messer, Schaber, Harpunen, Bohrer, Pfeile u. a. besitzen. Daß aus diesen Pseudoartefakten ein phantasievoller Finder leicht kostbare, vom paläolithischen Menschen verfertigte Werkzeuge machen könnte, dafür spricht eine hier abgebildete Serie einiger solcher Knochen- und Steinsplitter.

Ähnliche Steinbruchstücke in Form einfacher Schaber und Messer sind fast in jedem Kalksteinschotter zu finden.

Die zufällige Form der Knochenwerkzeuge konnte aber infolge verschiedener Umstände entstehen. So stammen z. B. die den Pfeilen und Harpunen ähnlichen Bruchstücke von den durch Raubtiere abgenagten Knochen und die anderen Splitter in Form von Schabern und schmalen Spitzen konnten sicherlich auch teilweise durch die Raubtierbisse verursacht werden. Die Mehrzahl dieser letzten entstand aber von selbst, wenn der Knochen an der Luft lag und wechselnd der Feuchtigkeit und der Sonne ausgesetzt war, so daß nach einiger Zeit derselbe der Länge nach in Form schmaler, scharfkantiger Splitter und zugespitzter Bruchstücke zersprang. Schließlich konnten die herunterrutschenden scharfkantigen Blöcke und Schotter, später auch der Schichtendruck, eine ähnliche Form der Bruchstücke verursachen, wie es z. B. in den mährischen Höhlen der Fall ist[1].

Daß natürlich ein nüchterner Forscher auf den ersten Blick diese vermutlichen Artefakte von den echten sofort unterscheidet, sowie daß er die scharfen, oft ziemlich regelmäßigen, durch Raubtierzähne quer zum Knochen verursachten Einschnitte nicht als von menschlicher Hand verfertigte Erzeugnisse halten wird, ist selbstverständlich.

Schlußwort.

Von den 34 bei Wolin im Jahre 1916 und 1917 gefundenen Wirbeltieren entfallen auf die neue Lokalität bei Zechovic 24, auf den Děkanský vrch zusammen 12 Arten. Die bisherige Zahl der 65 Arten ist diesmal um 13 neue vermehrt, so daß bis zum Jahre 1917 bei Wolin zusammen 78 Tierarten vertreten sind.

Von den letztgefundenen, für hier neuen Arten sind nur 4 gemeinsam mit denen von Zuzlawitz.

Zu der früheren Zahl der Mollusken, welche 24 Arten, Formen und Varietäten aufweist, reihen sich jetzt weitere 6, von denen 2 auf die neue Lokalität bei Zechovic und 4 auf den Děkanský vrch entfallen, so daß die Gesamtzahl der Weichtiere bis zum Jahre 1917 auf 30 gestiegen ist.

[1] M. Kříž, Beiträge zur Kenntnis der Quartärzeit in Mähren. p. 388—399.

Übersicht der diluvialen Fauna von Wolin für das Jahr 1916/17.

	Art	Zechovice II	Děkanský vrch: Diluviale Schicht (IV)	Děkanský vrch: Jüngere schwarze Schicht (II)	In der Lokalität neue Art	Bei Wolin überhaupt neue Art
	A. Mammalia.					
	I. Insectivora.					
1	*Talpa europaea* L.	—	—	+	+	+
	II. Carnivora.					
2	*Vulpes vulgaris* Briss.	+	—	—	+	—
3	*Foetorius Eversmanni* Less.	+	—	—	+	+
4	*Putorius (Ictis) vulgaris* Briss.	+	—	—	+	+
5	— — *Erminaeus* Ow.	+	—	—	+	—
	III. Glires.					
6	*Spermophilus citillus* Bl.	+	—	—	+	—
7	*Cricetus vulgaris (foss.)* Kaup.	+	—	—	+	—
8	— *phaeus (foss.)* Nehr.	+	—	—	+	—
9	*Myodes torquatus* Pall.	+	—	—	+	—
10	*Hypudaeus glareolus* Wagn.	+	—	—	+	—
11	*Arvicola agrestis* Blas.	+	—	—	+	—
12	— *arvalis* Sélys.	+	—	—	+	—
13	— *amphibius* Desm.	+	—	—	+	—
14	— *gregalis* Desm.	+	—	—	+	—
15	— *subterraneus* Sélys.	+	—	—	+	—
16	*Lepus variabilis* Pall.	+	—	—	+	—
17	— *timidus* L.	—	+	+	+	+
18	*Lagomys pussilus* Pall.	+	—	—	+	—
	IV. Perissodactyla.					
19	*Equus ferus (foss.)* Pall.	+	—	+	+	—
20	*Atelodus (Rhinoceros) antiquitatis* Pom.	+	—	—	+	—
	V. Artiodactyla.					
21	*Sus scrofa ferus* Gm.	—	+	—	+	+
22	— *palustris* Rütim.	—	—	+	+	+
23	*Bos primigenius* Boj.	—	+	—	+	—
24	*Rangifer tarandus* Jard.	+	—	—	+	—
	B. Aves.					
	I. Raptatores.					
25	*Falco tinnunculus* L.	+	—	—	+	—
	II. Oscines.					
26	*Emberiza citrinella* L.	+	—	—	+	+
27	*Alauda arvensis* L.	—	—	+	+	+
28	— sp.? — Die Lerche	+	—	—	+	+ ?
29	*Turdus musicus* L.	+	—	—	+	—
30	*Anthus pratensis* L.	—	—	+	+	+
31	*Cyanecula* sp.	—	—	+	+	+
32	*Sylvia atricapilla* L.?	—	—	+	+	+ ?
33	*Ruticilla phoenicura* L.?	—	—	+	+	+ ?
	III. Rasores.					
34	*Lagopus albus* Vieill.	+	—	—	+	—
		24	3	9	34	13

Mineralogie.

Allgemeines.

Fuchs-Brauns: Anleitung zum Bestimmen der Mineralien von C. W. C. Fuchs. 7. Aufl. neu bearbeitet von R. Brauns. 8°. 223 p. Mit 27 Abbild. im Text. Verlag von Alfred Töpelmann. Gießen 1921.

Tammann, Gustav: Lehrbuch der Metallographie, Chemie und Physik der Metalle und ihrer Legierungen. 2. verbesserte Aufl. 8°. 402 p. Mit 219 Fig. im Text. Leipzig 1921. Verlag v. Leopold Voß. Preis 98 Mk.

Ehringhaus, A.: Das Mikroskop, seine wissenschaftlichen Grundlagen und seine Anwendung. (Aus Natur und Geisteswelt. No. 678. 120 p. Mit 75 Abbild. B. G. Teubner in Leipzig u. Berlin 1921. — Centralbl. f. Min. etc. 1922.)

Ruska, J.: Leitfaden der Mineralogie. Eine Einführung in die Naturgeschichte der Mineralien und Gesteine unter Berücksichtigung ihrer Bedeutung für die Volkswirtschaft und Technik. 2. Aufl. 8°. 136 p. Mit 236 Abbild. Verlag von Quelle u. Meyer, Leipzig 1921. (Centralbl. f. Min. etc. 1922.)

Fersmann, A. E.: Verzeichnis der wissenschaftlichen Arbeiten von W. J. Vernadsky. (Vernadsky-Festschr. Moskau 1914. Russ.)

Surgimow, J.: Verzeichnis der unter Leitung von W. J. Vernadsky im Mineralogischen Kabinett der Univ. Moskau hergestellten Arbeiten (bis 1911). (Vernadsky-Festschr. Moskau 1914. Russ.)

H. Le Chatelier: Die Phasenregel. (Compt. rend. **171**. 1920. 1033—1038.)

Die wiederholt geäußerte absprechende Kritik an der Gibbs'schen Phasenregel beruht großenteils auf einer irrtümlichen Bestimmung einer oder mehrerer der in sie eingehenden Größen (als da sind koexistierende Phasen, Energietensionen etc.). So ist z. B. bei der Fällung von $CaCl_2$ mit K_2CO_3 der Niederschlag nicht eine homogene Phase, sondern ein

Gemenge von $Ca(OH)_2$ und einem Oxychlorid. Die Energietensionen, gewöhnlich Druck und Temperatur, werden für elektrische Ketten um eine weitere, die elektrische, vermehrt. Entsprechend ist in sehr feinkörnigen Niederschlägen die Oberflächenenergie mit zu berücksichtigen, und die Phasenregel kann dann nur für den Fall Geltung behalten, daß die Oberflächenenergie in allen Teilen gleich groß ist, d. h. daß z. B. gleichkörnige Niederschläge gebildet werden. Sie läßt sich nicht anwenden auf kolloide Systeme und auf solche, in welchen Temperatur- und Druckunterschiede von einem Punkt zum anderen herrschen. Endlich sind Pseudogleichgewichte zu berücksichtigen und mehrfache gegenseitige Umsetzungen auf ein Minimum unabhängiger Reaktionen zu beschränken (wie sich am System Na_2SO_4—$Na_2SO_4 . 7\,aq$—$Na_2SO_4 . 10\,aq$-Lösung zeigen läßt).

W. Eitel.

P. Scherrer: Bestimmung der Größe und der inneren Struktur von Kolloidteilchen mittels Röntgenstrahlen. (Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. 1918. 98—100.)

Kolloidteilchen können kristalline Struktur besitzen oder amorph sein. Im ersten Fall erhält man auf dem Debye-Scherrer-Film die bekannten mehr oder weniger scharfen Beugungsstreifen, die der Lage nach von den Einzelkriställchen unabhängig sind, an Breite mit abnehmender Atomzahl im Einzelteilchen zunehmen. Die Halbwertbreite h des Beugungsstreifens mit dem doppelten Glanzwinkel ϑ und der Wellenlinie λ ist:

$$h = 2\sqrt{\frac{\ln 2}{\pi}} \cdot \frac{\lambda}{A} \cdot \frac{1}{\cos \vartheta/_2}.$$

A ist die Kante des als würfelförmig vorausgesetzten Kriställchens. Aufnahmen an kolloidalem Gold und Silber ergaben gleiche Atomstruktur für die Kolloidkörner wie für die makroskopischen Gold- resp. Silberkristalle. Auszählung mit dem Ultramikroskop und Messung des osmotischen Drucks (Zsigmondi) lieferten gleiche Korngrößen wie die obige Halbwertbestimmung. Die charakteristischen Abstände des Raumgitters sind genau erhalten, wenn nur noch 4—5 Elementarbereiche längs der Würfelkante liegen.

Gealterte Kiesel- und Zinnsäuregele sind im Begriffe zu kristallisieren. Die Kolloidteilchen von Eiweiß, Gelatine, Kasein, Cellulose, Stärke usw. sind alle amorph, also entweder Einzelmoleküle oder regellos nebeneinander gelagerte Moleküle.

R. Groß.

Sir Henry Miers: Some features in the growth of crystals. (Manchester Phil. Soc. 29. April 1919. — Nature. **103**. 239—240. 1919.) [Ref. von Schulz in Phys. Ber. I. 202. 1920.]

Kristalle ändern ihre Form während des Wachstums nicht nur durch Entwicklung neuer Flächen, sondern zeigen häufig die Neigung, zuerst als Nadeln und dann in isometrischer Form zu erscheinen. Bei Abkühlung einer übersättigten Lösung in einem offenen Trog ist, wenn die Lösung

gerührt wird, bei einer bestimmten Temperatur eine plötzliche Änderung des Brechungsindex festzustellen unter gleichzeitiger Ausscheidung neuer Kristalle oder vermehrtem Wachstum schon vorhandener. Bei Natriumnitratlösung findet z. B. die spontane Bildung von Kriställchen 10° unter der Sättigungstemperatur statt. [Hierbei müßte festgestellt werden, auf welche Modifikation sich dies bezieht. R. Brs.] Weitere Versuche bezogen sich auf wässerige Lösungen und binäre Gemische. **R. Brauns.**

Carpenter, H. C. H. and Miß C. F. Elam: Crystal growth and recrystallisation in Metals. (Engineering. **90**. 1920; **110**. 1920. — Physik. Ber. II. 1921. 191 u. 243.)

Jemiatschenky, P. A.: Kontakterscheinungen der Kristallisation. (Bull. Acad. Sci. St.-Pétersbourg. 541—554. 10 Fig. 1914. Russ.)

Artemiew, D. N.: La methode de la cristallisation des boules en application pour les études de la forme et de la structure interne des cristaux. Diss. (Trav. Soc. Imp. des Naturalistes de Petrograde. Geol. min. **36**. 1—310. 10 Taf. Russ. Frz. Rés. 301—309.)

J. Stansfield: Verzögerte Diffusion und rhythmische Ausfällung. (Am. J. Sci. (4.) **43**. 1917. 1—26.)

Nach einer historischen Übersicht über die Ergebnisse früherer Autoren, vor allem von Liesegang, Hatschek und Brandford, schildert Verf. Versuche, welche zeigen, daß die Diffusionsgeschwindigkeit eines Reagens bestimmter Konzentration durch Vermehrung der Konzentration des zweiten Stoffes in der Gelatine bei dem Liesegang'schen Versuch herabgesetzt wird. Die Strecke, bis zu der die Diffusion stattfindet, wird dabei durch eine Zunahme der Konzentration des Reagens in der Gelatine verringert. Sind die Konzentrationen der Reagentien, z. B. von Silbernitrat und Kaliumchromat, nahezu gleich groß, so bildet sich ein scheinbar kontinuierlicher Niederschlag, dessen Oberfläche indessen unter dem Mikroskop feingebändert erscheint. Scharf voneinander getrennte Bänder erhält man am besten, wenn man eine starke Silbernitratlösung gegen eine schwache Kaliumchromatlösung diffundieren läßt. Eine starke Kaliumchromatlösung gegen eine schwache Lösung von Silbernitrat diffundierend liefert gröbere Teilchen im Niederschlag. Beobachtet man eine Zunahme der Abstände der Streifen, so ist dies auf eine fortschreitende Verdünnung der Reagentien zurückzuführen. Unter bestimmten Diffusionsverhältnissen kann man gleich weit voneinander abstehende Streifen oder sogar solche mit geringer werdenden Abständen erhalten. Das Kaliumchromat diffundiert rascher als Bleinitrat in Lösungen derselben molekularen Konzentration, eine Silbernitratlösung schneller als Kaliumchromat; starke Lösungen der Reagentien diffundieren stets mit größerer Geschwindigkeit als schwache. **W. Eitel.**

Kristallographie. Kristallstruktur.

L. Weber: Einige Erfahrungen und Bemerkungen über das Zeichnen der Kristalle. (Zs. Kr. **56**. 103. 1921.)

1. In Kristallklassen ohne Zentrum der Symmetrie gibt es Paare einfacher Formen, bei denen einem Punkt x y z der einen Form ein Punkt $\bar{x}\,\bar{y}\,\bar{z}$ der anderen Form entspricht. Wenn von zwei enantiomorphen Kristallformen die eine Figur mit den vorderen und hinteren Kanten gezeichnet vorliegt, so ergibt sich die andere dadurch, daß nach halber Umdrehung der Figur in ihrer Ebene die hinteren Kanten als vordere und umgekehrt gezeichnet werden.

2. Es wird gezeigt, wie nach der sonst wenig üblichen Methode — die Kante als Verbindungslinie zweier Ecken betrachtet — Kristalle gezeichnet werden. Das Konstruktionsverfahren ist in Verbindung mit den üblichen Methoden, wenn es sich um kompliziertere Gestalten (z. B. tetraedrische Pentagondodekaeder) handelt, nach Ansicht des Verf.'s besonders förderlich.

3. Bei den Konstruktionen auf Grund des Achsenkreuzes ist es in vielen Fällen nützlich, die Kanten nicht als Schnittgebilde zweier Ebenen, sondern mit Hilfe ihrer Symbole [u v w] zu ziehen. **M. Henglein.**

Ralph W. G. Wyckoff: The Crystal Structure of Magnesium Oxide. (Am. J. Sci. **1**. Febr. 1921. 138—152.)

Die Arbeit enthält eine neuerliche Bestimmung der Kristallstruktur von Mg O unter Benützung von Lauediagrammen und Röntgenspektrometermessungen. Unter der Voraussetzung der kleinstmöglichen Elementarperiode, die mit den Messungen verträglich ist, ergibt die Diskussion der in Betracht kommenden Raumsysteme mit zwei vierzähligen Punktlagen bei holoedrischer Symmetrie die bekannte „Steinsalzstruktur". Auch eine Gruppierung von nur tetartoedrischer Symmetrie, wobei die Mg^{++}- wie O^{--}-Ionen in gesetzmäßiger Weise um sehr kleine Beträge aus der Steinsalzanordnung herausgerückt sind, ist mit der Erfahrung im Einklang. Indessen haben die kristallographischen Beobachtungen bisher keinerlei Andeutungen einer niedrigeren Symmetrieklasse als der hexakisoktaedrischen ergeben.

Unter Annahme der doppelten Elementarperiode lassen sich noch zwei Gruppierungen von holoedrischer Symmetrie finden, in denen beide Ionenarten jeweils 32-zählige Lagen im Elementarwürfel einnehmen. Es zeigt sich, daß auch hier Übereinstimmung mit dem Experiment zustande kommt, wenn die Parameter u und v solche Werte annehmen, daß die resultierende Anordnung steinsalzähnlich wird.

Die bisherige Genauigkeit der Röntgenmessungen läßt keine eindeutige Entscheidung zu.

Ref. möchte hierzu bemerken, daß solche steinsalzähnlichen Gruppierungen innerhalb der Raumsysteme des isometrischen Systems schon von P. Niggli, sowie R. Gross eingehende Diskussion erfahren haben.

F. Schiebold.

W. L. Bragg: The cristalline structure of Zinc oxide. (Phil. Mag. **39**. 1920. 647—651.)

Verf. untersuchte natürliche Kristalle von Rotzinkerz mittels Röntgenspektrometer. Aus den Reflexionen an den Flächen (0001), (10$\bar{1}$0), (11$\bar{2}$0) und (10$\bar{1}$1) wird berechnet:

Im Rotzinkerz sitzen sowohl die Zn- wie die O-Atome in je zwei Γ_h-Gittern mit $c = 5{,}20 \cdot 10^{-8}$ cm und $a = 3{,}22 \cdot 10^{-8}$ cm. Das A.-V. ist also = 1,608. Sind die gewöhnlichen hexagonalen Koordinaten des ersten Zn-Gitters 0 0 0, so sind die des zweiten $\frac{1}{3}\,\frac{1}{3}\,\frac{1}{2}$, die des ersten O-Gitters $\frac{1}{3}\,\frac{1}{3}\,\frac{1}{8}$ und die des zweiten O-Gitters $0\,0\,\frac{5}{8}$. Die Raumgruppe ist hiernach $\mathfrak{C}_{6\,v}^{4}$. Die Anordnung entspricht der dichtesten hexagonalen Packung kugelförmiger Zn-Atome (ebenso dicht wie Γ_c'-Packung). Für eine solche Packung wäre c : a = 1,632. Ein Zn-Atom wird von den O-Atomen beinahe genau so umgeben wie das Zn der Zinkblende von den S-Atomen. (Von Rinne vermutete Isomorphie zeigt der Vergleich mit den Gross'schen Strukturangaben für Eis.)

A. Kohler.

C. M. Williams: X-Strahlenanalyse der Kristallstruktur von Rutil und Kassiterit. (Proc. Royal Soc. London. Ser. A. **93**. 418—427. 1917.) [Referat von Byk im Chem. C.Bl. 1919. I. 82.]

Die Untersuchungsmethode bestand darin, daß ein schmaler monochromatischer Röntgenstrahl, und zwar ein solcher von Rh, auf die Fläche des auf einem Spektrometer montierten Kristalls fiel. Der Strahl wird durch die Atomflächen parallel zu dieser Begrenzungsfläche reflektiert und gelangt in ein Ionisationsgefäß mit Methylbromid, um dadurch den Ionisationsstrom zu verstärken. Die Winkel maximaler Reflexion in der ersten Ordnung werden in einer Tabelle angegeben. Für die relativen Abstände der benachbarten Atomflächen für die drei Hauptflächen folgt hieraus für Rutil 1 : 0,325 : 0,717 und für Kassiterit 1 : 0,32 : 0,677. Als Anzahl der Atome in einem Elementarvolumen berechnet sich für beide Kristalle ziemlich genau 1. Beim Rutil beeinflußt O wegen des niedrigen Atomgewichtes von Ti das Spektrum stark bis zum Ausfall einzelner Ordnungen. Beim Kassiterit dagegen hat man wegen des höheren Atomgewichtes von Sn ein nahe reines Metallspektrum. Ein Raumgitter, das Verf. genauer beschreibt, vermag von den Beobachtungen auch über die Intensität der einzelnen Strahlen Rechnung zu geben. Es zeigt außer der tetragonal-holoedrischen Symmetrie eine tetragonale Schraubenachse und deutet die Flächen (100) und (110) als Spaltflächen an. Es existiert eine Art von Enantiomorphie, wie sie nach Bravais bei der Zwillingsbildung in Betracht

kommt. In einer Anmerkung setzt Verf. sich mit Vegard (dies. Jahrb. 1919. -15- und Centralbl. f. Min. etc. 1919. 97) auseinander, der auf Grund von Röntgenspektren zu einem etwas anderen Modell für die beiden Mineralien gekommen war. **R. Brauns.**

Roscoe G. Dickinson: Die Kristallstruktur des Wulfenits und Scheelits. (Journ. Americ. Chem. Sci. **42**. 85—93. 1920.) [Referat von Bugge im Chem. C.Bl. **91**. 1920. I. 877.]

Verf. hat für verschiedene Kristallflächen von Wulfenit und Scheelit die Röntgenstrahlenspektren ausgemessen und ausgewertet. Es ergab sich, daß die Atome im Kristall nach Art des „Diamantgitters" angeordnet sind; diese Anordnung im Kristall steht auch mit den beobachteten Dichten der Kristalle im Einklang. Die gegenseitige Lage der Pb- und Mo-Atome, und der Ca- und W-Atome kann durch eine qualitative Betrachtung der relativen Intensitäten festgelegt werden. Schwierigkeiten bereitet die Anordnung der O-Atome. **R. Brauns.**

Kristallphysik. Instrumente.

M. Born: Die elektromagnetische Masse der Kristalle. (SitzBer. Preuß. Akad. Wiss. 1918. 712—718.)

Verf. gibt als Beispiel, an dem sich die Trägheit elektromagnetischer Energie berechnen läßt, das Atomgitter der Kristalle. Die gesamte Energie eines Kristalls setzt sich zusammen aus der intraatomistischen und der Energie der Lage der Atome im Gitter. Die letztere, die man auch Molekularenergie nennen könnte, ist ihrer Natur nach nicht voll bekannt. Sicher wird sie zum großen Teil durch elektromagnetische Wechselwirkung zwischen den geladenen Atomen repräsentiert. Dieser Teil der Gitterenergie kommt in den Formeln für die langsam schwingenden elastischen Wellen im Kristallgitter zum Vorschein. Bezüglich der Rechnung selbst muß auf die Veröffentlichung und Born's „Dynamik der Kristallgitter" hingewiesen werden. **R. Groß.**

M. Born: Über die Maxwell'sche Beziehung zwischen Brechungsindex und Dielektrizitätskonstante und über eine Methode zur Bestimmung der Ionenladung in Kristallen. (SitzBer. Preuß. Akad. Wiss. 1918. 604—613.)

Verf. benützt die theoretische Deutung des Absorptionsstreifens im langwelligen Ultrarot als Folge der abgestimmten Schwingungsfähigkeit der Atome im Kristallgitter, um Aussagen über die Ladungen der Atome im Kristallgitter zu machen. Ersichtlich ist der Verlauf des Brechungsindex im langwelligen Ultrarot für zweiatomige Kristalle von den Molekular-

kräften völlig unabhängig. Es bestehen also Beziehungen, die die Wellenlänge der langwelligen ultraroten Eigenschwingung, die Masse der Atome und die Ladung der Atome bei bekanntem Kristallgittertyp miteinander verbinden. Eine Übereinstimmung der gemessenen und berechneten Werte wird bei Steinsalz, Sylvin, Bromkalium, Jodkalium, Flußspat dem Sinne und der Größenordnung nach erreicht, wenn die Atomladung $= \pm 1\,e$ gesetzt wird. Für die unbekannten Gitter des Thalliumchlorür, Thalliumbromür, Thalliumjodür ergeben sich Ladungen von $\pm 3e$, $\pm 4e$, $\pm 3e$. Für Chlorsilber und Bromsilber waren passende Gitter nicht aufzufinden.

R. Groß.

W. Voigt: Die Elastizitätskonstanten von kristallisiertem Kalialaun. (Göttinger Nachr. 1919. 85—99.) [Ref. von Schulz in Phys. Ber. I. 1920. 129.]

Es sind zu den Messungen, die bereits vor 30 Jahren ausgeführt worden sind, Stäbchen benutzt worden, deren Länge, Breite und Dicke den Würfelebenen parallel (W). Daneben sind solche untersucht, deren Längsrichtung zu einer Oktaederkante parallel, während die Breite senkrecht, die Dicke parallel einer Oktaederfläche war (G). Werden die Hauptmoduln für das reguläre System durch S_{11}, S_{23}, S_{44} bezeichnet, so sind die Drehungs- oder Biegungsmoduln für die beiden Stäbchenarten:

$$(S'_{33})_\omega = S'_\omega = S_{11};\ (S'_{33})_g = S'_g = \tfrac{1}{4} \cdot [2\,(S_{11} + S_{23}) + S_{44}].$$

Die Drillungsversuche sind nur mit Gattung S ausgeführt, obgleich für diese nur eine angenäherte Lösung der Deformationsgleichungen möglich ist. Unter Berücksichtigung der aus der veränderlichen Stäbchendicke folgenden Korrektionen ergibt sich für Kalialaun:

$$S_{11} = 53{,}2 \cdot 10^{-10};\ S_{23} = -15{,}6 \cdot 10^{-10};\ S_{44} = 115{,}2 \cdot 10^{-10};$$

während für Steinsalz ist:

$$S_{11} = 23{,}8 \cdot 10^{-10};\ S_{23} = -5{,}7 \cdot 10^{-10};\ S_{44} = 77{,}3 \cdot 10^{-10}.$$

Die elastischen Widerstände von Alaun sind klein, wie sich aus den Zahlen für die Hauptelastizitätskonstanten ergibt. Die Cauchy'sche Relation für $c_{23} - c_{44}$ ist nahezu erfüllt.

Im Anhang wird ein vereinfachtes Verfahren zur Berechnung der Moduln S'_{hk} für ein beliebiges Koordinatensystem X', Y', Z' aus den auf das Hauptachsensystem X, Y, Z bezüglichen Hauptmoduln S_{hk} angegeben, das darauf beruht, daß gewisse Aggregate von Moduln sich wie gewisse Produkte von Koordinaten transformieren. **R. Brauns.**

K. Sestagiri Rao: Die magneto-kristallinischen Eigenschaften des indischen Braunits. (Proc. Indian Ass. for the Cultiv. of Science. **6**. 87—94 1920.) [Ref. von Gumlich in Chem. C.Bl. 1921. I. 988.]

Die Magnetisierbarkeit des Braunits wurde an kugelförmigen, aus Kristallen hergestellten Proben durch Messung der Kraft bestimmt, mit welcher

die Probe in ein ungleichmäßiges Magnetfeld von großer Stärke hereingezogen wurde. Es ergab sich, daß das Mineral, seiner kristallographischen Einachsigkeit entsprechend, eine Achse von geringster Magnetisierbarkeit besitzt, während diese in der Ebene senkrecht dazu ein Maximum aufweist. das von der Orientierung unabhängig ist. Das Mineral ist paramagnetisch, die Magnetisierbarkeit nur sehr gering, der Unterschied in den beiden Richtungen beträgt nur 2 %. **R. Brauns.**

H. Le Chatelier und **B. Bogitsch**: Über die refraktären Eigenschaften der Magnesia. (Compt. rend. **165**. 1917. 488—491.)

Reine Magnesia schmilzt bei 2400°, doch sind die Magnesiasteine des basischen Futters der Stahlöfen bekanntlich stets mit Eisenoxyd verunreinigt. Verf. untersucht die Druckfestigkeit der künstlichen Magnesiasteine nach Beanspruchung bei verschiedenen Temperaturen und findet zwischen 1300° und 1600° bei diesen eine sehr rasche Abnahme der Widerstandsfähigkeit, was durch Übergang in einen breiartigen Zustand von Kristallen in einer geschmolzenen Masse erklärt werden muß. Es erklärt sich dadurch, daß zwar die Magnesiasteine bis 2050° scheinbar ungeschmolzen aussehen können, in der Beanspruchung aber weit weniger widerstandsfähig sind als die Kieselsäure- (Dinas-) Steine. **W. Eitel.**

W. C. Coblentz und **H. Kahler**: Einige optische und photoelektrische Eigenschaften des Molybdänits. (Scientific Paper. No. 338. Journ. Franklin Inst. **188**. 263. 1919.) [Ref. von Janicki in Phys. Ber. I. 1920. 708 nach Chem. C.Bl. 1919. III. 856.]

Untersucht werden die Transmission und Reflexion des Molybdänglanz, die elektrische Leitfähigkeitsänderung unter der Einwirkung der Wellenlänge vom Ultraviolett bis zum äußersten Ultrarot, der Beleuchtungsstärke, Temperatur und Feuchtigkeit. Die Änderungen der photoelektrischen Empfindlichkeit sind nicht durch ein einfaches Gesetz mit der Änderung der Bestrahlungsintensität verknüpft. Die Zunahme des photoelektrischen Stromes ist am stärksten bei einer Intensitätszunahme der ultraroten Belichtung, und zwar am größten bei geringen Lichtstärken. Die photoelektrische Empfindlichkeit nimmt mit der Abnahme der Temperatur zu und ist am größten bei der Temperatur der flüssigen Luft und einer Bestrahlung mit Wellenlängen zwischen 0,8 und 0,9 μ. **R. Brauns.**

Coblentz, W. W. und H. Kahler: Die spektrale photoelektrische Empfindlichkeit des Molybdänits als Funktion der angelegten Spannung. (J. Washington Ac. Sci. **9**. 537. 1919.) [Ref. Chem. C.Bl. 1920. III. (18.) 662.]

P. W. Bridgman: Beziehungen zwischen Streß- und Spannungskräften in Kristallzylindern. (Am. J. Sci. (4.) **45**. 1918. 269—280.)

Verf. behandelt das elastische Verhalten von zentral durchbohrten Kristallzylindern unter Druckbeanspruchung ganz allgemein. Eine angenäherte Lösung der Aufgabe wird durch den Kunstgriff möglich, daß man die elastischen Konstanten des Kristalls sehr nahe denen eines isotropen Körpers setzt. Ein zweiter Leitgedanke bestimmt die aus den Symmetrieeigenschaften der Kristalle sich ergebenden infinitesimalen Zusatzglieder zu dem Ansatz für isotrope Medien. Die Lösung der Aufgabe wird für reguläre, tetragonale und trigonale Kristalle durchgeführt und am Quarz als Beispiel gezeigt.

Es müssen diejenigen Verschiebungen bestimmt werden, welche als Folge von Spannungen ihrerseits wieder eine Reihe von Druckbeanspruchungen in dem anisotropen Medium bedingen, und zwar so, daß die Gleichungen für das Gleichgewicht sowie die Grenzbedingungen erfüllt sind. Letztere bringen zum Ausdruck, daß alle Druckkomponenten auf der inneren Oberfläche des Zylinders verschwinden, auf der äußeren aber sich zum einheitlichen normalen Druck zusammensetzen. Nimmt man eine unendliche Erstreckung des Zylinders in Richtung seiner Achse an, so wird die Spannung und Pressung von der in dieser Richtung liegenden Raumkoordinatez unabhängig. Wählt man übrigens Zylinder-Koordinaten und bezeichnet die radialen, Umfangs- und Axial-Verschiebungen bezw. mit u_r, u_Θ und u_z, so sind die Spannungen

$$e_{rr} = \frac{\partial u_r}{\partial r}; \; e_{\Theta\Theta} = \frac{1}{r}\frac{\partial u_\Theta}{\partial \Theta}; \; e^{zz} = \frac{\partial u_z}{\partial z};$$

$$e_{\Theta z} = \frac{1}{r}\frac{\partial u_z}{\partial \Theta} + \frac{\partial u_\Theta}{\partial z}; \; e_{zr} = \frac{\partial u_r}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial r};$$

$$e_{r\Theta} = \frac{\partial u_\Theta}{\partial r} - \frac{u_\Theta}{r} + \frac{1}{r}\frac{\partial u_r}{\partial \Theta}.$$

Die Gleichgewichtsbedingungen lauten für den Druck:

$$\frac{\partial \widehat{rr}}{\partial r} + \frac{1}{r}\frac{\partial \widehat{r\Theta}}{\partial \Theta} + \frac{\partial \widehat{rz}}{\partial z} + \frac{\widehat{rr} - \widehat{\Theta\Theta}}{r} = 0;$$

$$\frac{\partial \widehat{r\Theta}}{\partial r} + \frac{1}{r}\frac{\partial \widehat{\Theta\Theta}}{\partial \Theta} + \frac{\partial \widehat{\Theta z}}{\partial z} + 2\cdot\frac{\widehat{r\Theta}}{r} = 0;$$

$$\frac{\partial \widehat{rz}}{\partial r} + \frac{1}{r}\frac{\partial \widehat{\Theta z}}{\partial \Theta} + \frac{\partial \widehat{zz}}{\partial z} + \frac{\widehat{rz}}{r} = 0.$$

Für kubische Kristalle braucht man nur die von Love in rechtwinkligen Koordinaten gegebenen Gleichungen für die Beziehung zwischen Spannung und Druck für Zylinderkoordinaten zu transformieren. Es ergibt sich, daß an kubischen Kristallen ein ebener Schnitt durch einen unendlich lang gedachten Zylinder bei Druckbeanspruchung stets eben bleibt.

Um die Verhältnisse für tetragonale Kristalle zu ergründen, müssen periodische Funktionen für $u_r = A_1 r + A_2 . r^{-1} + f_1 (r_1, \Theta)$ und $u_\Theta = f_2 (r_1, \Theta)$ als Zusatzglieder für den isotropen Ansatz gefunden werden. Außerdem haben die elastischen Eigenschaften um den Ursprung von Θ digonale Symmetrie, f_1 ist eine gerade, f_2 eine ungerade Funktion von Θ: $f_1 = [\Phi_1 (r) + \Phi_2 (r) . \cos 4\,\Theta]$; $u_\Theta = f_2 = [\Phi_3 (r) . \sin 4\,\Theta]$. Führt man die Rechnung für tetragonale Kristalle durch, so ergibt sich, daß solche sich bei Druckbeanspruchung nicht werfen können.

Für trigonale Kristalle mit 6 Konstanten ist die z-Achse dreizählig-symmetrisch, die digonale Symmetrieachse geht durch den Ursprung von Θ, und eine Symmetrieebene verläuft senkrecht zu ihr. Die Ansätze sind komplizierter als bei regulären und tetragonalen Kristallen, weil die axiale Verschiebung in alle Gleichungen eingeht. Der wichtigste Unterschied eines trigonalen gegenüber einem regulären Kristall besteht in dem Auftreten eines Gliedes, welches einer Verkrümmung eines beim Druck O ebenen Schnittes bei Druckbeanspruchung entspricht. Es wird u_z eine ungerade Funktion von z und eine gerade von $(\Theta - \frac{\pi}{2})$, sie muß eine Periode $\frac{2\pi}{3}$ haben; am einfachsten ist dies bei der Funktion von $(3\,\Theta)$ erfüllt. Für eine zweite Annäherung ist u_Θ als $f(\sin (6\,\Theta))$ und u_r als $f(\cos (6\,\Theta))$ zu setzen. Ähnliche Überlegungen gelten für Kristalle trigonaler Syngonie mit 5 Konstanten.

Ein Beispiel sei der Quarz, dessen 6 Elastizitätskonstanten bekannt sind. Es ist interessant, daß die besonderen Verschiebungsgrößen für seine trigonale Struktur auf der inneren Oberfläche verschwinden; hier gibt es keine Verkrümmung, und alle Durchmesser des zylindrischen Hohlraums müssen sich gleichmäßig verringern. Die Verwerfung, die in der ersten Annäherung schon hervortritt, bestimmt in der Tat den größten anisotropen Effekt, macht sie doch 6,5 % der radialen Verschiebung aus. e_{rz} ist die größte Spannung, die durch die trigonale Struktur verursacht wird, sie erreicht auf der inneren Oberfläche 34 % der Maximalspannung an jedem Punkte des Zylinders. Die größte anisotrope Streßgröße ist $\widehat{\Theta z}$, die auf der inneren Oberfläche 47 % der angewandten Pressung und 23 % des maximalen Streß an jedem Punkte des Zylinders erreicht. e_{rz} und $\widehat{\Theta z}$ scheinen indessen auf die experimentel beobachteten Bruchspannungen und -drucke praktisch keinen bestimmenden Einfluß zu haben. **W. Eitel.**

Erich Tiede und **Arthur Schleede**: Kristallform, Schmelzmittel und tatsächlicher Schmelzvorgang beim phosphoreszierenden Zinksulfid. (Chem. Ber. **53**. 1721—25. 1920.) [Ref. von Berndt in Phys. Ber. II. 62. 1921.]

Das Zinksulfid wurde hergestellt aus „normiertem“ Zink und reinem Schwefelwasserstoff, der durch Einwirkung von Elektrolytwasserstoff auf reinem siedenden Schwefel erhalten war. Durch 48stündiges Erhitzen

bei 900° im Stickstoffstrom wurde das amorphe Produkt in Blende (Sphalerit), durch Sublimieren bei 1250° im Schwefelwasserstoffstrom in die hexagonale Form (Wurtzit) übergeführt. In beiden Kristallformen zeigte sich keine Phosphoreszenz; diese trat nur auf, wenn ein Schmelzzusatz gegeben wurde. Daraus folgt, daß dieser nicht als Mineralisator wirkt, d. h. eine bestimmte Kristallform veranlaßt, sondern lediglich einen intermolekularen druckerhöhenden oder schmelzpunkterniedrigenden Einfluß ausübt. Daraus würde folgen, daß auch reines geschmolzenes Zinksulfid phosphoreszieren müßte. Dies wurde in der Tat an Proben, die im elektrischen Ofen bei 1800 bis 1900° unter 100 bis 150 Atm. geschmolzen waren, bestätigt gefunden. In ihrem Innern, wo das Präparat nur gesintert war, lag die Farbe des Phosphoreszenzlichtes nach der grünen, bei den völlig durchgeschmolzenen äußeren Randpartien dagegen nach der roten Seite.

Auch geschmolzene Erdalkalisulfide zeigten ohne Schmelzzusatz gute Phosphoreszenz. Für ausführliche Angaben wird auf: Arthur Schleede, Über die Bereitungsweise der Sidotblende und die Darstellung und Phosphoreszenz geschmolzenen Zinksulfids. Diss. Berlin 1920, verwiesen.

R. Brauns.

Gudden, B. und R. Pohl: Zur Kenntnis des Sidotblendenphosphors. (Zs. Phys. **1**. 365—75. — Chem. C.Bl. 1920. III. 871.)

Karandejew, B.: Mikroprojektion im polarisierten Licht. (Verh. Russ. Min. Ges. **50**. 279—304. 6 Fig. 1914. Russ. Deutsch. Rés. 303—304.)

— Über die Messung des Drehungsvermögens zweiachsiger Kristalle. (Vernadsky-Festschr. Moskau 1914. Russ.)

Mineralchemie.

F. Zambonini: Über die Beziehungen der Kristallwinkel der Mischkristalle und ihrer Komponenten. (Compt. rend. **162**. 1916. 835—837.)

Nach den Anschauungen von Beudant und Schroeder soll Proportionalität zwischen der Zusammensetzung und den Kristallwinkeln der Mischkristalle bestehen, was Dufet z. B. an den Mischkristallen von Bittersalz und Zinkvitriol bestätigt fand, nach Groth aber z. B. bei denjenigen von Kaliumperchlorat und -permanganat nicht zutrifft. Tatsächlich haben die genauen Messungen von Barker und Stibing ergeben, daß einzelne Mischkristalle sogar Winkelwerte zeigen, die nicht zwischen diejenigen der Komponenten fallen. An sehr schönen Mischkristallen von Salzen seltener Erden mit Calcium, Baryum, Strontium- und Bleisalzen konnte Verf. sehr genaue Messungen anstellen. Im einzelnen ergab sich für

Mischkristalle von Blei- und Cermolybdat als Winkel (111) : (1$\bar{1}$1) :

100 %	$Ce_2(MoO_4)_3$	80° 13′ (ber.)	80° 8′ (beob.)
77—78	„ „	80 8	„
60	„ „	80 19,5	„
40	„ „	80 17	„
20	„ „	80 23	„
Reines	$PbMoO_4$ in natürl. Kr. (n. Dauber)	80 22	„

$Ce_2(MoO_4)_3$ — $CaMoO_4$ ≮ (111) : (11$\bar{1}$)

100 %	$Ce_2(MoO_4)_3$	48° 42′
59,1	„ „	49 1
6,5	„ „	49 4
Reines	$CaMoO_4$	49 0,5

$PbMoO_4$ — $Di_2(MoO_4)_3$ ≮ (111) : (1$\bar{1}$1)

100 %	$Di_2(MoO_4)_3$	80° 4′
90	„ „	80 0
80	„ „	80 10
60	„ „	80 11,5
20	„ „	80 18
Reines	$PbMoO_4$	80 22

$CaMoO_4$ — $Di_2(MoO_4)_3$ ≮ (111) : (11$\bar{1}$)

Reines	$Di_2(MoO_4)_3$	49° 4,5′
38,8 %	„ „	49 17
Reines	$CaMoO_4$	49 0,5

$Ce_2(MoO_4)_3$ — $SrMoO_4$ ≮ (111) : (11$\bar{1}$)

100 %	$Ce_2(MoO_4)_3$	48° 42′
39,7	„ „	48 50
2,4	„ „	48 30
Reines	$SrMoO_4$	48 23 (Hjortd)

$CaWO_4$ — $Ce_2(WO_4)_3$ ≮ (111) : (1$\bar{1}$1)

100 %	$CaWO_4$	79° 51¾′
90	„ „	79 55
98	„ „	79 55
Reines	$Ce_2(WO_4)_3$	79 49

$CaMoO_4$ — $Y_2(MoO_4)_3$ — $Ce_2(MoO_4)_3$ ≮ (111) : (11$\bar{1}$)

Reines	$CaMoO_4$ 49° 0,5′
21 % Ce-, 24,7 % Y-Mol.	49 13,5
	$Y_2(MoO_4)_3$ 49 16
	$Ce_2(MoO_4)_3$ 48 42

Es scheinen also auch hier die Kristallwinkel nicht direkt eine Funktion der Zusammensetzung zu sein, trotzdem von Anomalien der Struktur und Bildung nichts zu beobachten war. **W. Eitel.**

E. Posnjak und **H. E. Merwin**: Die hydratischen Eisenoxyde. (Am. J. Sci. (4.) **47**. 1919. 311—348.) [Vgl. Centralbl. f. Min. etc. 1921. 673.]

Von den gewöhnlich unterschiedenen hydratischen Eisenoxydmineralien Turgit (mit $\frac{1}{2}$ Mol. H_2O), Goethit und Lepidokrokit (mit 1 aq.), Hydrogoethit (mit $\frac{4}{3}$ aq.), Limonit (mit $\frac{3}{2}$ aq.), Xanthosiderit (mit 2 aq.), Limonit (mit 3 aq.) ist allein der Goethit physikalisch und chemisch scharf definiert; die Identität des Goethits und Lepidokrokits wird von A. Lacroix (Minér. de Fr. **3**. 360) bestritten. Tomasi (Ber. d. D. Chem. Ges. **12**. 1879. 1929, 2334) teilte die Eisenoxydhydrate in rote und gelbe Typen ein, von denen die ersteren durch Fällung von Ferrisalzen mit Alkali entstehen, die gelben aber durch Oxydation von Ferroverbindungen, besonders von Eisencarbonat, gebildet werden. Auch van Bemmelen (Die Absorption, p. 70—77) kennt charakteristische Unterschiede im Verhalten der braunroten und gelben Kolloide des Eisenhydrats.

Die Beobachtung van Bemmelen's, daß hexagonale Kristalle von Natriumferrit mit Wasser bei 15° ausgelaugt eine kristalline Pseudomorphose eines „Monohydrates" lieferte (Die Absorption, p. 145; Journ. f. prakt. Ch. N. F. **46**. 1892. 497), ist nur insofern richtig, als diese Pseudomorphose noch durchsichtig verbleibt, im übrigen aber kein stabiles Hydrat darstellen kann, zersetzt es sich doch bereits bei Temperaturen unter 100°. Ruff (Ber. d. D. Chem. Ges. **34**. 1901. 3417) versuchte bei verschiedenen Wärmegraden unter Druck die verschiedenen Hydrate darzustellen und beobachtete ein dem Limonit entsprechendes Hydrat zwischen 30 und 42,5°, einen goethitartigen Körper zwischen 42,5 und 62,5°, über 62,5° das ziegelrote Turgit-Hydrat. Das gelbe Eisenoxydhydrat verändert sich zwischen 40 und 70° nicht; Ruff hielt es für Xanthosiderit, nicht für ein Kolloid. Die Verf. weisen indessen auf die Unreproduzierbarkeit der Ruff'schen Daten hin und messen diesen daher keinen überzeugenden Wert bei. H. W. Fischer (Zs. anorg. Ch. **66**. 1910. 37) will durch Hydrolyse von Eisenchloridlösungen ein gelbes, rotschwarzes und rotbraunes Eisenoxydhydrat-Kolloid erhalten haben. Er bezweifelt die Existenz des Xanthosiderits und hält den Turgit für entwässerten Limonit; die Existenz des Monohydrats wird von ihm wahrscheinlich gemacht.

Die Verf. versuchten im System Fe_2O_3—SO_3—H_2O bestimmte Verbindungen herzustellen, doch erhielten sie stets nur amorphe Produkte, und Versuche, diese zum Kristallisieren zu veranlassen, schlugen fehl.

In den Analysen der natürlichen Eisenoxydhydrate ist meistens die Wasserbestimmung nicht genügend kritisch bewerkstelligt. Die nachstehenden Analysen sind an ausgesuchtem reinsten Material gemacht; in den Fällen, in welchen CO_2 (als Eisencarbonat) enthalten ist, würde die Bestimmung des Glühverlustes zu hohe Werte für H_2O ergeben, die Wasserbestimmung nach Penfield ließ jedoch diese Fehlerquelle vermeiden. Die Analysen 5 und 6 sind die einzigen, welche wirklich einem stöchiometrisch einfach zusammengesetzten Hydrat angehören. Auf Grund der analytischen Daten wird es jedenfalls schwer fallen, die Reihe einfacher Hydratkörper

wiederzufinden, von der man gewöhnlich redet. Es folgt eine Beschreibung der Eisenoxydhydrat-Mineralien.

Goethit. Rhombisch. a : b : c = 0,90—0,92 : 1 : 0,600—0,605; Dichte 4,28 ± 0,01; prismatisch, blätterig, faserig, nach c gestreckt, vollkommen spaltbar nach b, gut nach a. $\alpha = 2{,}26$; $\beta = 2{,}394$; $\gamma = 2{,}400$ (nach E. T. Larsen, unveröffentlichte Mitteilung $\alpha_{Li} = 2{,}21$; $\beta_{Li} = \gamma_{Li} = 2{,}33$ —2,35). Dunkelorangegelb in feinem Pulver. Pleochroismus orangegelbbraun in dickeren Körnern. Für rot ist $\alpha = b$; $\beta = a$; $\gamma = c$; für blaues Licht $\alpha = b$; $\beta = c$; $\gamma = a$. $\beta = \gamma$ für $\lambda = 610$—$620\ \mu\mu$. Absorption im weißen Lichte $a > c > b$. Faseriger Goethit zeigt wenig konstante physikalische und chemische Eigenschaften. Mikroskopisch homogen, aber mit kleineren Brechungsindizes; Interferenzfiguren verworren, oft einachsige, zufällig orientierte Aggregate mit $\omega = 2{,}33$ und $\varepsilon = 2{,}40$, Absorption parallel der Längsrichtung am stärksten. Parallelfaserige Aggregate zeigen dagegen $\gamma = 2{,}40$; β zwischen 2,40 und 2,33 variabel; α zwischen 2,33 und 2,26. Die wahrscheinlich in dünnen Häutchen zwischen den Fasern eingelagerten Verunreinigungen beeinflussen das optische Verhalten.

Limonit. Die porösen, oft traubigen oder dichten lassen sich mikroskopisch schwer bestimmen. Brechungsindex ca. 2,00—2,10; Doppelbrechung gewöhnlich stark, aber ungleichmäßig, manchmal auch nur ca. 0,04 wie bei Goethit, so in zylindrischen Krusten um Stalaktite und sphäroidale Aggregate. Oft etwas „splittrig", dann dem Goethit ähnlich.

Lepidokrokit wird von Lacroix vom Goethit unterschieden. Zemjatschensky (Zs. Krist. **20**. 183) unterscheidet noch einen Hydrogoethit, der mehr Wasser als Goethit enthalten und dem Lepidokrokit nahestehen soll. Kristallographische Messungen von Cesaro-Abraham (Bull. Acad. Belg. 1903. 178). Die Verf. fanden, daß in der Tat bei gleicher Zusammensetzung wie Goethit dennoch der Lepidokrokit von ihm gänzlich verschieden ist. Rhombisch; a : b : c = 0,43 : 1 : 0,64; Dichte 4,09 ± 0,04. Habitus dünntafelig nach {100}, nach c etwas gestreckt, auch blätterige dünne Aggregate. Spaltbarkeit nach (010) vollkommen, nach (001) weniger gut, nach (100) gut. Strich dunkelorange. $\alpha = 1{,}94$; $\beta = 2{,}20$; $\gamma = 2{,}51$; $\alpha = b$; $\beta = a$; $\gamma = c$. — $2V = 83^0$, Achsendispersion gering. Pleochroismus in dicken Körnern: α = hellgelb; β = dunkelorangerot; γ = noch dunkler; in dünnen Präparaten α fast farblos oder gelblich, β und γ orangerot.

Turgit. Das wasserhaltige faserige Eisenoxyd läßt sich nicht scharf definieren; manche Arten haben primäre Strukturen (divergent-faserig), andere sind Pseudomorphosen. Abgelöste Splitter haben parallele Auslöschung, negativen Charakter der Längsrichtung und wahrscheinlich negativ-einachsigen Charakter. Brechungsindizes (in Mischungen von Schwefel, Jod, Arsen, Selen und Tellur nach Larsen bestimmt): α (oder ε) = 2,3—2,6; β und γ (oder ω) = 2,5—2,7; in feinem Pulver erkennt man hellere Farbentöne als bei Hämatit, etwas mehr orange. Dichte (bei einem Gehalt von 4—6 % H_2O): ca. 4,7. — Pseudomorphosen von Turgit nach faserigem Goethit, durch Entwässerung gebildet, oder nach Magnetit, durch Oxy-

dation und Wasseraufnahme entstanden (Martit), enthalten 0,6—0,9 % H_2O; Brechungsindizes kleiner als beim Hämatit (s. Transact. Amer. Instit. Min. a. Eng. 58. 1917. 431). Solche pseudomorphen Turgite stehen zwischen Hämatit und primärem Turgit. Turgit ist wahrscheinlich ein Mischkristall von Hämatit und Goethit mit mehr oder weniger auf kapillaren Hohlräumen oder adsorptiv festgehaltenem Wasser.

Thermische Studien. Die Aufnahme von Dampfdruckgleichgewichtskurven wird durch die Irreversibilität der Entwässerung erschwert. Nach Le Chatelier (Zs. physik. Ch. 1. 1887. 396) lassen sich indessen durch Aufnahme von Erhitzungskurven dynamisch die Zersetzungspunkte bestimmen. Auf solchen Kurven erkennt man die Abgabe von Konstitutionswasser ohne weiteres an scharfen Wärmeeffekten, während die Abgabe von gelöstem oder adsorbiertem Wasser mehr kontinuierlich erfolgt. Eine Differentialmethode empfiehlt sich hier besonders (cf. Burgess, Bull. Bur. of. Stand. 5. 1908. 210; W. P. White, Am. J. Sci. [4.] 18. 1909. 453), bei der etwa Kupferoxyd als neutraler Vergleichskörper dient. Diejenigen Hydrate des Eisenoxyds, welche adsorbiertes Wasser enthielten, zeigten auf der Erhitzungskurve einen ersten Wärmeeffekt bei etwas über 100°. Kristallisierter Goethit (5) zeigte die höchste Zersetzungstemperatur, amorphes Eisenhydroxyd (22) die niedrigste. Das Wasser des Turgit ist jedenfalls anders als in den übrigen Eisenoxydhydraten vorhanden.

Durch lange vorsichtige Wärmeexposition der Proben auf bestimmte Temperaturen und Bestimmung des Wassergehaltes nach Erreichung des Gleichgewichts erhielten die Verf. charakteristische Entwässerungskurven, welche auf eine scharfe, aber durch den außerordentlich langsamen Verlauf der Zersetzung nicht genau zu bestimmende Zerfallstemperatur schließen lassen. Die so annähernd ermittelten Zersetzungspunkte liegen allerdings beträchtlich niedriger als diejenigen, welche die dynamische Methode lieferte, werden deren Ergebnisse naturgemäß doch auch durch Reaktionsgeschwindigkeit, Struktur des Materials und dessen Korngröße mit beeinflußt.

Die Wiederaufnahme des Wassers der erhitzten Proben erfolgte an der Luft (mit ca. 40 % relativer Feuchtigkeit). Der vordem kristallisierte Goethit nahm am wenigsten, faseriges oder amorphes Material am meisten Wasser auf. Die Wiederwässerung erfolgt also im wesentlichen durch Adsorption.

Den Kurven kann man entnehmen, wieviel Wasser im Zersetzungspunkte abgegeben wurde. In praktisch fast allen Fällen ist das Verhältnis dieser Wassermenge zum ursprünglichen Eisenoxydgehalte etwa 1 : 1. Die Turgite weichen wiederum von den anderen Typen ab, in ihnen erfolgt nämlich die Wasserabgabe kontinuierlich. Das in ihnen enthaltene Wasser ist also entweder adsorptiv oder in fester Lösung vorhanden. Das letztere ist wahrscheinlicher, da die entwässerten Turgite kein Wasser mehr aufnehmen. Das einzige wirklich existierende Eisenoxydhydrat ist das dem Goethit und dem Lepidokrokit entsprechende Monohydrat; in amorpher Form bildet es den Limonit. Die

Tabelle 1.

	Lfd. No.	Fundort	Fe_2O_3	FeO[1]	Al_2O_3	Mn_2O_3	CaO	MgO	SiO_2	CO_2	H_2O	Summe	$H_2O : Fe_2O_3$	Mittlere Lichtbrechung	Bezeichnung als
Kristallinische Eisenoxydhydrate	1	Deutschland	97,83	—	—	—	—	—	0,73	—	1,30	99,86	0,12	—	Hämatit
	2	New York (Nat. Mus.)	93,68	0,49	—	Spur	—	—	0,68	0,30	4,12	99,27	0,39	—	Turgit
	3	Missouri (do.)	92,64	0,70	—	0,10	—	—	0,90	0,43	4,68	99,45	0,44	—	do.
	4	Rochingham Co. (do.)	—	—	—	—	—	—	—	—	5,39	—	—	—	do.
	5	El Paso Co., Colorado	89,65	—	—	—	—	—	0,36	n.	10,19	100,11	1,01	—	Goethit
	6	Cornwall, England	89,03	—	—	—	—	—	0,70	—	10,22	99,95	1,02	—	do.
	7	Harz, Deutschland	86,39	—	—	—	—	—	3,05	n.	9,92	99,46	1,02	—	Xanthosiderit
	8	Diamond Hill, Rhode Island	88,24	—	—	—		—	1,07	n.	10,54	99,85	1,06	—	Limonit
	9	Brasilien	87,19	0,34	—	—	—	—	1,17	0,21	10,95	99,86	1,09	2,30	Goethit
	10	Michigan	86,55	—	—	—	—	—	2,42	—	10,80	99,77	1,10	2,28	do.
	11	Easton, Pennsylvanien	85,80	1,47	—	Spur	—	—	0,91	0,90	11,02	100,10	1,14	—	do. (Lepidokrokit)
	12	do.	82,67	1,82	0,24	1,24	n.	0,12	0,92	1,09	11,68	99,78	1,25	2,21	do.
	13	Salisbury, Connecticut	82,12	1,73	0,27	1,27	Spur	0,16	1,58	1,06	11,78	99,97	1,27	2,21	Limonit
	14	Unbekannt	83,47	0,89	0,30	0,36	Spur	—	2,75	0,55	12,20	100,52	1,30	2,19	do.
	15	Ural, Rußland	80,67	2,09	0,18	0,89	0,08	0,09	1,82	1,28	12,00	99,10	1,32	2,19	do.
	16	Unbekannt	82,44	1,44	—	0,19	—	—	3,18	0,70	12,47	100,12	1,34	2,17	do.
	17	Pennsylvanien	81,15	1,50	0,10	0,55	0,06	0,40	2,26	0,92	12,80	99,74	1,40	2,17	do.
	18	Unbekannt	80,13	0,29	0,29	—	—	0,12	4,92	0,18	13,85	99,78	1,53	2,12	do.

[1] FeO aus CO_2 als $FeCO_3$ berechnet.

								CuO			SO_3			
Amorphe, do.[1]	19	Cananea, Neu-Mexiko	gossan ores	83,34	—	—	Spur	1,23	—	1,73	1,34	13,26	100,90	1,41	—
	20	Shasta Co., Colorado		81,03	0,64	—	Spur	0,46	0,93	1,20	1,27	14,97	100,50	1,64	—
	21	do.		76,29	0,25	—	—	0,15	—	5,67	0,35	17,41	100,12	2,02	—
	22	Bisbee Arizona,		76,18	0,19	—	—	1,22	—	1,59	2,90	17,83	100,11	2,08	—
	23	Shasta Co., Colorado		74,95	0,25	4,04	—	0,50	—	1,50	1,67	17,76	100,67	2,10	—
	24	Synthetisch		84,72	—	—	—	—	—	—	1,82	13,91	100,45	—	—

Tabelle 2.

No.	Dichte bei 25° in Wasser	do. in Xylol best.	Bezeichnung	Gehalt an Monohydrat	do. an $FeCO_3$	do. an Manganit	do. an SiO_2	do. an H_2O	Berechnete Dichte für das Monohydrat	
5	4,263	4,266	Goethit	99,65 %	—	—	0,36%	0,10%	4,29	als Goethit-Monohydrat
6	4,250	—	Goethit	99,08	—	—	0,70	0,17	4,29	
8	4,172	—	Limonit	98,15	—	—	1,07	0,63	4,30	
9	4,107	(4,093)	Goethit	97,44	—	—	1,17	1,08	4,28	
10	4,091	(4,087)	Goethit	96,28	—	—	2,42	1,07	4,32	
13	3,970	—	Limonit	91,38	2,79 %	1,42 %	1,58	2,37	4,34	
14	3,895	—	Limonit	92,88	1,44	0,40	2,75	2,75	4,36	
15	3,951	(3,878)	Limonit	89,76	3,37	0,99	1,82	2,81	4,35	
17	3,822	—	Limonit	90,25	2,42	0,61	2,26	3,61	4,34	
11	3,854	—	Lepidokrokit	95,44	2,37	—	0,91	1,38	4,07	als Lepidokrokit
12	3,841	—	Lepidokrokit	91,96	2,91	1,38	0,92	2,25	4,12	

[1] cf. ROGERS, Journ. of Geol. **25**. 528.

Tabelle 3.

Bezeichnung	Fundort	Beschaffenheit	α Na	β Na	γ Na	Achsenwinkel	$\gamma_{Na} - \gamma_{Li}$	Bemerkungen
Goethit	Cornwall, England	Derbe Blätter	—	2,394	2,400	einachsig für $\lambda = 610\ \mu\mu$	0,060*	* im Original wohl versehentlich 0,60 angegeben
Goethit	Florissant, Col.	—	—	—	—	do. für 616—620	—	
Goethit	Přibram, „Sammetblende“	sammetartig, faserig	2,235	2,350	2,360	$2E_{600\ \mu\mu} = 80°$	—	$\alpha_{Na} - \alpha_{Li} = 0{,}040$
Goethit	Diamond Hill, Rhode Island	radialfaserig	2,24	2,37	2,37	einachsig für $\lambda = 575-590\ \mu\mu$	0,053	$2E_{675} = 90°$; $2E_{546} = 120°$
Goethit	Brasilien	stalaktitisch, nierig	2,23	2,32	2,35	$2V = 35—40°$, einachsig für 575 $\mu\mu$	—	—
Goethit	Brasilien	faserig	2,21	2,31	2,31	—	—	—
Goethit	Neudorf, Deutschland	gelblich, radialfaserig	2,27	2,33	2,37	—	—	Brechungsindizes veränderlich; reich an Einschlüssen
Goethit	Ironwood, Mich.	langfaserig	2,25		2,33	—	—	—
Limonit	Chatfield, Connecticut	—	2,18	—	2,26	—	—	sehr homogen
Limonit	Polevskoi, Ural	—	2,16		2,24	—	—	Brechungsindizes schwankend
Limonit	N. M., A.	—	2,14		2,23	—	—	—

Limonit	Moselem, Pennsylvanien	—	2,14	—	2,22	—	—	γ deutlich stärker absorbierend
Limonit	N. M. 46746	—	2,09	—	2,17	—	—	desgleichen
Limonit	N. M. 14116	—	2,14	—	2,23	—	—	—
Limonit	N. M. 83867	—	2,13	—	2,21	—	—	—
Limonit	aus einer Geode	—	2,13	—	2,20	—	—	—
Goethit	Louisa Co., Virginien	Fasern (pseudomorph nach Pyrit)	2,20	—	2,27	—	—	mit Turgit in verfilzten Aggregaten
Goethit	Roßbach, Deutschland	halbkugelig, radialfaserige Aggregate	2,18—2,20	—	2,26—2,28	—	—	mit Lepidokrokit
Goethit	Müsen	faserig oder radialstrahlig	2,16—2,18	—	2,28	—	—	—
Goethit	Iron Mt. Mine, Californien	faserig, gelblich	2,05	—	2,11	—	—	anomale Absorption
Limonit	Cananea, Neu-Mexiko	außen hart, innen erdig	ca. 2,08 im Mittel			—	—	—
Limonit	Shasta Co., Californien	konzentrisch-schalig	ca. 2,09 „			—	—	‚gossan ore‘; Doppelbrechung ca. 0,03
Limonit	Monmouth Mine, Shasta Co., Californien	umgibt Pyrit	2,06—2,09 „			—	—	‚gossan ore‘; auf Sprüngen eine rote Substanz mit n = 2,2—2,3

Bezeichnung	Fundort	Beschaffenheit	α Na	β Na	γ Na	Achsenwinkel	$\gamma_{Na} - \gamma_{Li}$	Bemerkungen
Limonit	Holbrook Mine, Bisbee, Arizona	schichtig	1,99—2,07 im Mittel			—	—	Doppelbrechung ca. 0,04; mit Turgit wechsellagernd
Limonit	Shasta Co., Californien	nierige Massen	2,01—2,06	„		—	—	Doppelbrechung stark
Limonit	Oriskany Mines, Botetourt Co., Virginien	stalaktitisch	$<$ 2,06	„		—	—	Doppelbrechung unregelmäßig; enthält Turgit-Sphärolithe
Limonit	Wythe Co., Virginien	Verwitterungsrückstand des Shenandoah-Kalkes	—			—	—	enthält Turgit-Sphärolithe, deren Lichtbrechung ist ca. 2,4
Lepidokrokit	Easton, Pennsylvanien	orangerot, glimmerig	1,935	2,20	2,515	—	—	$\gamma_{Li} = 2{,}425$. Formen: {102} {001} {100}
Lepidokrokit	Roßbach	Blätter oder lose Rosetten auf Goethit	—	$<$ 2,20	$>$ 2,50	—	—	Absorption für γ sehr groß, für $\lambda = 570$ —530 $\mu\mu$ und 640—750 $\mu\mu$
Lepidokrokit	Müsen	{103} vorherrschend	—	—	—	—	—	do. für β konstant zwischen $\lambda = 750$ —560 $\mu\mu$, rasch zunehmend für $\lambda = 520$ $\mu\mu$

Lepidokrokit	Siegen	dichte Aggregate auf Turgit		—	ca. 2.51	—	—	—	
Lepidokrokit	Lake Superior, Mich.	auf Goethit	1,941		2,515		—	α_{Li} 1,922	
Lepidokrokit	Iron Mt. Mine, Californien	blätterig oder faserig auf Goethit und Turgit	1,92		—	—	—		
Turgit	New York	—	2,58 α_{Li} 2,46	— β_{Li} 2,55	— γ_{Li} 2,55	—	—	Längsrichtung der Splitter hat negativen Charakter	
Turgit	65269	—	2,56 α_{Li} 2,43	2,52	2,52	—	—	desgleichen	
Turgit	Legal TenderHill, Neu-Mexiko	wahrscheinlich pseudomorph	2,58	—	—	—	—	wie Turgit von New York; Auslöschung jedoch schief	
Turgit	Rockingham Co., Virginien	—	2,46 α_{Li} 2,38	—	—	—	—	Charakter der Längszone negativ	
Turgit	Deutschland	faserig, knollig („Hämatit“)	α_{Li} 2,70	—	—	—	—	desgleichen positiv; mit Quarz durchwachsen, dieser vielleicht auf Schrumpfungsflächen abgesetzt	
Turgit	Cumberland, England	—	—	—	—	—	—	desgleichen mit zahlreichen Trümchen von Hämatit	

Dichte der in Tabelle 2 angegebenen verschiedenen Hydrate wurde mit dem Pyknometer von JOHNSTON-ADAMS bestimmt (s. dazu Journ. Amer. Chem. Soc. **34**. 1912. 563), die Werte von Xylol wurden durch das beim Auskochen entweichende Wasser etwas zu niedrig. Man berechnet aus den Analysen die wahren Dichten, wenn man den Siderit (D. 3,88), Manganit D. 4,4), Quarz (D. 2,65) eliminiert (Tab. 2). Die Identität der Monohydrate in Goethit und Limonit erhellt daraus ohne weiteres; Lepidokrokit ist jedoch von Goethit wesensverschieden. Im Turgit findet man:

No. 1. 1,30 % H_2O; Dichte bei 25°: 4,978; Dichte korrigiert: 5,050; Spezif. Vol.: 0,198, entsprechend 87 % Hämatit und 13 % Goethit.

No. 2. 4,12 % H_2O; Dichte bei 25°: 4,607; Dichte korrigiert: 4,698; Spezif. Vol.: 0,215, entsprechend 59 % Hämatit und 41 % Goethit.

No. 3. 4,68 % H_2O; Dichte bei 25°: 4,670; Dichte korrigiert: 4,730; Spezif. Vol.: 0,211, entsprechend 53 % Hämatit und 47 % Goethit.

Wäre das Wasser im Turgit adsorbiert, so müßten die spezifischen Volumina aus den Komponenten Fe_2O_3 und H_2O sich ergeben. Demgegenüber liegen die darstellenden Punkte für diese in einem spezif. Vol.-Konzentrationsdiagramm auf der Linie Hämatit—Goethit. Turgit ist also eine feste Lösung von Hämatit in Goethit.

Die Monohydrate Goethit und Lepidokrokit zeigen beim Entwässern bis zur Zersetzungstemperatur keine Umwandlungserscheinung enantiotropen oder monotropen Charakters. Mikroskopisch kann man oft beide nebeneinander beobachten, desgleichen kommt auch Turgit mit ihnen vergesellschaftet vor (s. PELIKAN, TSCHERM. Min. Petr. Mitt. **14**. 1). Entgegen den Anschauungen STREMME's und CORNU's (Zs. prakt. Geol. **18**. 1910. 18; Koll.-Z. **4**. 1909. 285), daß die roten Eisenhydroxyde aus den gelben hervorgingen, meinen die Verf., daß sowohl rote wie gelbe Substanzen je nach der Art der sie erzeugenden Reaktionen gebildet werden, beide also unter gewöhnlichen Verhältnissen relativ beständig sein müssen. Alle bisher künstlich hergestellten Eisenhydroxyde sind nur amorph. Im System Fe_2O_3—H_2O—SO_3 erhielten die Verf. bei Temperaturen bis 120° gelbe, oberhalb 120° rote Produkte, die stets durch Adsorption SO_3-haltig waren. Da die sogenannten kristallisierten Eisenhydroxyde VAN BEMMELEN's nur Pseudomorphosen sind, so ist bis jetzt noch kein wirklich kristallisiertes Eisenhydroxyd erhalten worden. VAN BEMMELEN fand, daß gelbe Eisenhydroxyde ihr Wasser bei 50—200° fester halten als die roten. Die gelben sind offenbar vorwiegend Monohydrat, das rotbraune aber enthält das Wasser in adsorptiv gebundener oder gelöster Form (vielleicht auch beides zugleich). Ähnliche Verhältnisse zeigen die natürlichen Vorkommnisse (cf. VAN BEMMELEN, Zs. anorg Ch. **20**. 1899. 185; H. W. FOOTE und B. SAXTON, Journ. Amer. Chem. Soc. **35**. 1916. 588; **39**. 1917. 1103; durch Bestimmung der Volumänderung beim Gefrieren schließen diese Verfasser auf feste Lösung des Wassers im Turgit.

Es folgt eine ausführliche Beschreibung zahlreicher natürlicher Eisenoxydhydrate. Außer dem nächstfolgenden wohlkristallisierten Beispiel zusammengestellt in Tab. 3.

Goethit von Negaumee, Michigan; zwei prismatische Kristalle mit e, d, m, p, c, d, m, b. $a:b:c = 0{,}928:1:0{,}604$ bezw. $0{,}931:1:0{,}605$ gemessen. Einachsig für Licht von $\lambda = 610$—$615\ \mu\mu$; für längere Wellenlängen ist die Achsenebene in der Längsfläche. $\alpha_{Na} = 2{,}260 \pm 0{,}005$; $\beta_{Na} = 2{,}393 \pm 0{,}005$; $\gamma_{Na} = 2{,}398 \pm 0{,}005$. Absorption der Wellen von $\lambda = 550\ \mu\mu$ an stark. **W. Eitel.**

Stead, J. E. with notes of L. J. Spenzer: The ternary alloys of tin antimony-arsenic. (Engineering. **108**. 663—667. 1919.) [Ref. in Phys. Ber. I. 214. 1920.]

Konstantionev, N. und W. Smirnow: Über Te-Sb-Legierungen. (Loewinson-Lessing-Festschr. Petrograd 1915. 7 p. Russ.)

Efremow, N.: Kristallisation und Struktur organischer fester Lösungen. (Loewinson-Lessing-Festschr. Petrograd 1915. 32 p. Russ.)

Zemtschusny, S.: Über Schmelzen von Haloiden von Silber und Alkalimetallen. (Loewinson-Lessing-Festschr. Petrograd 1915. 21 p. Russ.)

H. A. Wheeler: Rasche Bildung von Bleierz. (Mining and Metallurgy. 1920. No. 158.) [Ref. von Ditz im Chem. C.Bl. 1920. III. 274.]

Der Joplin Blei- und Zinkdistrikt im südwestlichen Missouri, der etwa 60 Jahre alt ist und zahlreiche vor 1—50 Jahren verlassene Gruben besitzt, zeigt, daß das Blei und Zink sich derzeit in einem aktiven Zustand der Lösung und neuerlichen Ausfällung befinden, obwohl die beiden Metalle dort vornehmlich in sulfidischer Form vorkommen. Die Grubenwässer der älteren Gebiete des Distrikts sind häufig so sauer, hauptsächlich infolge der Oxydation von mitvorkommendem Pyrit, daß es nötig ist, hölzerne Röhren und Pumpen anzuwenden. In der Missiongrube wurden im Jahre 1916 die zwei Jahre vorher dort zurückgelassenen Werkzeuge mit Kristallen von Bleiglanz (0,5—12,7 mm), im Gemisch mit Limonit aufgefunden. **R. Brauns.**

H. E. Merwin und **J. C. Hostetter**: Hämatit und Rutil, gebildet durch Chlorgas bei hohen Temperaturen. (Amer. Min. **4**. 1919. 126/27.)

Durch Einwirkung von Chlorgas auf eisenhaltige Glashäfen bei 1000—1100° entstand $FeCl_3$, welches durch die [wasserdampfhaltigen] Ofengase zu Hämatit zersetzt wurde; dieser bildet gutentwickelte Kristalle mit c {0001}; r {10$\bar{1}$1}; n {22$\bar{4}$3}, welche nach ihrem magnetischen Verhalten zu urteilen nicht mehr als 0,2 % FeO enthalten können (vgl. Munroe, dies. Jahrb. 1909. I. -8-). Gleichzeitig mit dem Hämatit bildeten sich noch aus Titanchloriddämpfen Rutilkristalle, verzwillingt nach v und e. **W. Eitel.**

Lehmann, O.: Flüssige Kristalle und ihr scheinbares Leben. Forschungsergebnisse dargestellt in einem Kinofilm. 8°. 72 p. Mit 161 Abbildungen im Text. Leipzig 1921. Verlag von Leopold Voss. Preis 15 Mk. (Centralbl. f. Min. etc. 1922.)

Nacken, R.: Über die beim Erhitzen von Zementrohmehlen vor sich gehenden Reaktionen. Erste Mitt. (Zement. Jahrg. 1920. No. 6, 7 u. 8.)

Tammann, G.: Über isomere Legierungen. (Nachr. v. d. Königl. Ges. d. Wissensch. zu Göttingen. 1918. Heft 3. 332—350.)

Braly, A.: Détermination et étude des minerais. Nouveau procédé permettant de recueiller et de caractériser les enduits produits au chalumeau. (Bull. min. 44. 8—59. 1921.)

Samojloff, J. W.: Beiträge zur Genesis einiger Mineralien der Sedimentgesteine. Über Cölestine von Turkestan. (Vernadsky-Festschr. Moskau 1914. Russ.)

Einzelne Mineralien.

Heinrich Arndt, Otto M. Reis und Adolf Schwager †: Übersicht der Mineralien und Gesteine der Rheinpfalz. (Geognost. Jahresh. 1918/19. XXXI/XXXII. Jahrg. 119—162. München 1920.)

Die Verf. haben sich in dankenswerter Weise der Arbeit unterzogen, eine Übersicht der Mineralien und Gesteine der Rheinpfalz zu geben, wozu ihnen das reiche Material der Münchener Sammlungen zur Verfügung stand; auch die sehr umfangreiche Literatur ist ausgiebigst benutzt worden. Aus dem Inhalt kann an dieser Stelle nur einiges hervorgehoben werden, nur um darauf aufmerksam zu machen; wer sich mit Mineralien dieses Gebietes beschäftigt, muß zur Abhandlung selbst greifen. Die Mineralien sind nach dem Alphabet geordnet.

Die Amalgamkristalle werden seit Erliegen des Quecksilberbergbaus um die Mitte des XIX. Jahrhunderts nicht mehr gefunden; sie gehören zu den jüngsten Bildungen der Gänge. Kristalle sind zuletzt beschrieben worden von H. Steinmetz und B. Gossner in Zs. Krist. 55. 158; dies. Jahrb. 1917. -29-. Amalgam kommt auch als Umhüllungspseudomorphose um Aragonit (von Reis früher für Gips gehalten) vor, ihre Form wird durch eine Reihe von Abbildungen erläutert. Die Vorkommen von Quecksilber, Zinnober, Metacinnabarit, Quecksilberhornerz und Quecksilberfahlerz werden ausführlich besprochen.

Eine andere reichlich vertretene Mineralgesellschaft wird von Quarz und seinen Varietäten mit Chalcedon und Achat gebildet, eine Chalcedonumhüllungspseudomorphose nach Aragonit vom Gangelsberg bei Odernheim—Duchroth wird abgebildet.

Reich vertreten sind die Zeolithe mit Analcim, Chabasit, Desmin, Laumontit, Natrolith, Mesolith, Pektolith, wozu genetisch auch Prehnit gerechnet werden kann.

Der Meteorit von Krähenberg wird in einer guten Abbildung vorgeführt, obwohl er nicht als Gestein der Rheinpfalz angesprochen werden kann.

Das Sachverzeichnis, das über den Inhalt Auskunft gibt, umfaßt vier eng gedruckte Seiten. R. Brauns.

A. Rzehak: Beiträge zur Kenntnis der Mineralien Mährens. (Verh. d. naturf. Ver. in Brünn. 57. 1920. 119—166.)

1. Der Lithionturmalin von Rožna kommt vorwiegend in Quarz, nur ausnahmsweise in Lepidolith vor; neben seltenen grünen durchsichtigen und mehrfarbigen Kristallen finden sich rote durchsichtige mit (0001), (10$\bar{1}$1), (02$\bar{2}$1) und (32$\bar{5}$1) als Endbegrenzung, dazu (11$\bar{2}$0) und (10$\bar{1}$0).

2. Der Lepidolith von Rožna kommt außer in feinschuppigen Aggregaten auch in grobblätterigen (bis 16 mm Durchmesser) Aggregaten und in bis 6 mm langen sechsseitigen Säulen in Quarz, seltener in Feldspat eingewachsen vor.

3. Natrolith von Palzendorf bei Neutitschein. Die Kristalle erreichen eine Länge von nahezu 12 cm und eine Dicke bis 1 cm und sind z. T. wasserhell durchsichtige, am Ende zerfaserte Kriställchen. Querschnitte optisch einheitlich mit sehr großem Winkel der optischen Achsen, Dispersion $\varrho < v$. Schwer schmelzbar.

4. Amazonenstein von Zdiar kommt als Seltenheit in einem pegmatitischen Granit vor; ohne Gitterstruktur im polarisierten Licht.

5. Dichter Sericit vom Schreibwald bei Brünn bildet kleine nestartige Anhäufungen in Quarz, an denen lebhaft grüne Färbung auffällt. Eine von E. Karpinsky ausgeführte Analyse hat ergeben: 52,28 SiO_2, 28,65 Al_2O_3, 2,93 Fe_2O_3, 2,33 CaO, 0,86 MgO, 7,13 K_2O, 1,25 Na_2O, 4,74 Glühverlust; Sa. = 100,17.

6. Paligorskit von Billowitz bei Brünn findet sich als „filziger Asbest", als Bergkork und Bergleder beschrieben, zwischen Obrzan und Billowitz in Klüften des Granitits, schmilzt aber im Gegensatz zu Asbest sehr leicht. Eine vom Verf. mitgeteilte unvollständige Analyse unter I, eine andere für schneeweißen Bergkork von Obrzan von A. Fersmann O plstnatých asbestech českých a moravských. Rozpravy der böhm. Akad.

	I.	II.
SiO_2	51,73	54,17
Al_2O_3	—	13,56
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	19,90	—
$Fe_2O_3 + FeO$	—	0,22
CaO	1,07	0,41
MgO	2,15	9,55
Alkalien	2,49	—
H_2O bis 110°	7,39	9,58
H_2O über 110°	15,27	11,87
	100,00	99,36

1912. 21. No. 15) mitgeteilte unter II: Nach Fersmann sind die Paligorskite isomorphe Mischungen zweier Silikate, von denen das eine (A) dem Parasepiolith ($H_4Mg_2Si_3O_{10} . 2H_2O$), das andere (B) dem Paramontmorillonit ($H_6Al_2Si_4O_{14} . 2H_2O$) entspricht. Der sog. „α-Paligorskit" entspricht der Mischung 1 A + 2 B und ist identisch mit dem als Lasallit beschriebenen Silikat, während dem „β-Paligorskit" das Mischungsverhältnis 1 A + 1 B zukommt; dieser gehört zu den häufigsten Gliedern der ganzen Reihe.

7. Kolenati's „Anthophyllit" von Straschkan; das in aufgewachsenen Kristallen vorkommende Mineral wird dem Aktinolith zugewiesen.

8. Gips von Padochan im Kuklaschacht in einer Tiefe von 560 m in vollkommen wasserklaren spätigen Massen. Es wird ferner erwähnt: 9. Gips mit Pizit(?) von Goldenstein. 10. Gipsgeode von Scharditz.

11. Barytkonkretionen aus dem Miocäntegel der Pindulka, bis 6 cm lang, im Innern mit kleinen Kriställchen, wird rezenten marinen Ablagerungen an die Seite gestellt.

12. Kolenati's „Aragonit" von Rosalienfeld und „Strontianit" von Tieschan (bei G. Rose, Über die heteromorphen Zustände der kohlensauren Kalkerde, fälschlich Regaliendorf), ist beides faseriger Calcit. Es wird weiter beschrieben: 13. Calcit von Stramberg, skalenoedrische Kristalle in Hohlräumen des Stramberger Tithonkalksteins. 14. Eingewachsener Calcit von Blauda in einem Kalksilikatfels. 15. Calcit von Niemtschitz bei Slonp wasserklare Stalaktiten mit Kristallflächen am Ende, schon von Zepharovich (Min. Lex. II. 82) kurz beschrieben. 16. Kalksinter aus dem Brünner Höhlengebiet. Außer meist trüben, z. T. hohlen Stalaktiten mit Endflächen kommt als Sinterbildung auch Bergmilch vor. Bezüglich der frischen Bergmilch schließt sich Verf. der Ansicht von R. Lang an (Centralbl. f. Min. etc. 1915. 298), daß sie von teils miteinander verfilzten, teils isolierten Nadeln des monoklinen Lublinits gebildet wird, die sich aber mit der Zeit in Calcit umwandeln können (vgl. hierzu auch O. Mügge, Centralbl. f. Min. etc. 1914. 673). 17. G. Rose's „Bergmilch" von Rosalienfeld ist erdiges Calciumcarbonat. Rosalienfeld ist aus der Liste der Fundorte für Bergmilch zu streichen.

18. Molybdänit von Kanitz hat sich in Kersantit längs einer dünnen granitischen Ader gefunden.

19. Kolenati's „Silberglanz" von Pfaffenhof bei Iglau ist ein silberfreies Gemenge, der Silberglanz ist aus der Liste der mährischen Mineralien zu streichen. **R. Brauns.**

Gust. Flink: Bidrag till Sveriges mineralogi. IV. (Ark. för Kemi, Mineral. och Geologi. 6. No. 21. 1916—17. 1—149.)

Die Aufzählung und Beschreibung der im Reichsmuseum aufbewahrten schwedischen Mineralvorkommen wird fortgesetzt. Der Aufsatz enthält

manches Geschichtliche zur schwedischen Mineralienkunde. Im folgenden Auszug wird im allgemeinen nur solcher Funde gedacht, die scheinbar bisher in der Literatur noch nicht erwähnt und in dem Beitrag näher besprochen sind.

89. Beryll. 90. Eudialyt. 91. Katapleit.

92. Cordierit. Eine Gruppe mit bis zu 4 cm großen, in Chlorit oder Talk umgewandelten Kristallen aus Pegmatit von Ingarö zeigt a {100}, b {010}, m {110} und d {130}. Endbegrenzung durch {001} oder eine dementsprechende Absonderungsfläche. Kristalle von Falun, bis zu 4—5 cm lang in der Richtung c, zeigen hauptsächlich {110} und c {001}, außerdem {130}, daneben wahrscheinlich auch {100}, {010}, g {210} und r {111}.

93. Barysilit von den Jakobsberger Mangangruben u. a. in lockerem, körnigem Kalkstein mit Manganophyll und derbem oder körnigem gelblichem Granat. Blaßgelb, diamant- bis fett- oder glasartiger Glanz. In dünnen Blättchen durchscheinend; einachsig, negativ, schwach doppelbrechend, H. = 4, sp. Gew. = 6,53. Fast ausnahmslos höchstens $\frac{1}{2}$ mm dicke, 2—3 mm breite Platten. Keine Spaltbarkeit nach der Hauptausdehnung (Basis), dagegen ausgesprochen spaltbar nach dem Rhomboeder {40$\bar{4}$1}. (40$\bar{4}$1) : (0001) gem. 66° 6′, ber. 66°, (40$\bar{4}$1) : (04$\bar{4}$1) gem. 75° 18′, ber. 75° 25′.

Zum Vergleich wurde diese kristalline (I) und eine mehr derbe Varietät (II) von R. Mauzelius (I) und Naima Sahlbom (II) analysiert:

	I.	II.
SiO_2	16,61	16,50
PbO	77,63	77,70
Fe	0,10	—
MnO	3,05	2,83
ZnO	—	0,90
CaO	1,75	0,52
MgO	0,41	0,10
K_2O	—	0,09
Na_2O	—	0,40
H_2O	0,40	0,08
SO_3	—	0,63
Cl	Spur	0,12
	99,95	99,87[1]

Daraus berechnet sich die schon bekannte Formel $Pb_3Si_2O_7$, worin Pb durch gewisse Mengen von Mn vertreten ist.

94. Ganomalit. Vom Ganomalit von Jakobsberg liegt die Analyse G. Lindström's, von demjenigen von Longban eine andere unvollständige vor, die von A. E. Nordenskjöld mitgeteilt wurde. Von beiden Fundorten (Jakobsberg I, Longban II) wurden möglichst reine Proben durch Naima Sahlbom analysiert:

[1] Im Original 99,82.

	I.	II.
SiO_2	17,74	17,21
PbO	66,53	70,14
MnO	2,88	2,78
CaO	10,42	7,31
MgO	0,45	0,95
Na_2O	0,06	—
K_2O	0,17	—
H_2O	0,60	—
Cl	—	0,10
CO_2	0,26	—
	99,11	98,49[1]

Fl, Ba, B abwesend. Die Analysen erweisen die Identität beider Vorkommnisse als Ganomalit; vom Nasonit sind sie durch den bezeichnenden Chlorgehalt des letzteren unterschieden. Vom Barysilit unterscheidet sich der Ganomalit dadurch, daß jener optisch positiv, dieser negativ ist.

95. Hyalotekit. 96. Molybdophyllit. 97. Nephelin. 98. Caucrinit.

99. Granat auf zahlreichen Fundstellen. Von Herrängsgrube zwar kaum über 1 cm große, aber sehr schön ausgebildete {110}, {211} und {321} in Drusen auf Kalkspat mit Epidot. Hellgelb- oder rotbraun. Im Kalkbruch von Tryggbo im Kirchspiel Kvistbro wird der feinkörnige hellgraue Kalkstein in dünnen Schnüren von schön honiggelbem Granat {110}, {320} und {310} durchsetzt. Die ganz klaren Kristalle werden höchstens $\frac{1}{2}$ cm groß. Von der Kupfergrube zu Otvidaberg liegen ebensogroße, ganz durchsichtige, tief blutrot gefärbte, gut entwickelte Granaten {110}, {211} und {321} vor. Sehr seltsam ist das Vorkommen von Sain im Kirchspiel Brastad: ganz regelmäßig ausgebildete ungestreifte, bis 3 cm große, rotbraune {211} vertreten fast völlig den Glimmer in einem granitischen aus Quarz und Mikroklin bestehenden Gestein. Beinahe alle Kristalle liegen isoliert in dem Muttergestein, seltener sind Verwachsungen von zwei Individuen; eine Gesetzmäßigkeit läßt sich dabei nicht nachweisen. Zu Gellivare sind neuerdings 2—3 cm große Granaten auf einem Skarn von derbem schwarzem Granat, Mikroklin, Quarz und Hornblende gefunden worden; sie werden überwachsen von Quarzkristallen und fleischrotem Kalkspat. Die ganz undurchsichtigen, schwarzen Kristalle, zumeist vorherrschendes {211} mit {110}, zeigen auffällige vizinale Lösungsflächen über allen Kanten mit Ausnahme derjenigen, die das {110} umgrenzen. Die tetragonalen Ecken und ihre Kanten sind von recht ebenen, deutlichen, stets matten Flächen zugeschärft, während die Kanten der trigonalen Ecken zu rinnenförmigen Vertiefungen geworden sind.

100. Olivin. Der einzige aus Schweden bekannte Olivinkristall stammt aus dem Topfsteinbruch von Lermon. Er ist in den Richtungen a und c 2 cm lang und dabei 1 cm dick, also tafelförmig mit T {010}, h {011} und M {100}, blaßgelb, an durchsichtigen Stellen fast farblos.

[1] Im Original 98,39.

101. Fayalit. 102. Knebelit. 103. Tephroit. Ziemlich reichlich und teilweise in „brillanten" Kristallen kam das Mineral auf der Harstigsgrube zu Pajsberg vor. Ein 2 cm großes Individuum mit deutlicher Spaltbarkeit nach {001} zeigt in der Vertikalzone außer den Pinakoiden nicht weniger als 9 Formen. Nach der Zone der a-Achse ist er ein wenig gestreckt. Die im folgenden mit * bezeichneten Formen sind für Tephroit neu; sie wurden samt den übrigen an dem einen Kristall beobachtet: a {100}, b {010}, ϱ {310}*, σ {210}, n {110}, τ {580}*, s {120}, r {130}, z {140}*, y {150}*, ψ {160}, h {011}, k {021}*, (u {031}*?), d {101}*, e {111}, f {121}, l {131}.

	gem.	ber.
ψ : b = (160) : (010)	19°48′	19°50′
y : b = (150) : (010)	23 31	23 24
z : b = (140) : (010)	28 22	28 25
r : b = (130) : (010)	35 52	35 48
s : b = (120) : (010)	47 18	47 15
τ : b = (580) : (010)	53 34	53 31
n : b = (110) : (010)	65 27	65 12
σ : b = (210) : (010)	77 38	77
ϱ : b = (310) : (010)	71 28	81 15
a : b = (100) : (010)	90 39	90
h : b = (011) : (010)	59 18	59 24
k : b = (021) : (010)	40 18	40 13
d : e = (101) : (111)	19 56	20 1
f : e = (121) : (111)	16 7	20 3
l : e = (131) : (111)	27 37	27 32

Der Tephroit von Longban zeigt recht verschiedene Färbung und ist von einer wechselnden Mineralgesellschaft, nämlich Magnetit, Hausmannit, Richterit, Manganophyll begleitet und durchwachsen. Die im Kalkspat eingewachsenen Kristalle sind immer weniger vollkommen ausgebildet als auf der Harstigsgrube, gerundet und weniger glänzend. Bestimmbare Endflächen fehlen sehr oft; die gewöhnlichen Flächen sind {010}, {110}, {120}. {010} pflegt vorzuherrschen. Etwas häufiger erscheint unter den Endflächen {021}, auch wohl {101}. Die Ecken zwischen {101}, {021} und {121} sind gern abgerundet.

104. Trimerit von Jakobsberg hat bei einem spez. Gew. = 3,404 nach Mauzelius die folgende Zusammensetzung:

SiO_2	39,84	0,664
BeO	16,53	0,659
FeO	0,15	0,002
MnO	26,82	0,378
MgO	0,55	0,014
CaO	15,67	0,280
H_2O	0.54	0,030
	100,10	

Formel: $Be_2SiO_4 . (Mn, Ca)_2SiO_4$, worin sich Mn, Ca und Fe gegenseitig vertreten.

105. Harstigit. Staurolithähnliche Durchkreuzungszwillinge nach p {011}, das mit der Vertikalachse ziemlich genau 45° bildet. Zwei von R. Mauzelius ausgeführte Analysen ergaben:

	I.	II.	Mittel		
SiO_2	39,92	40,07	40,00	0,667	
BeO	11,57	11,40	11,49	0,454	
FeO	Spur	Spur	—	—	
MnO	7,07	7,03	7,05	0,100	1,392
MgO	0,94	0,93	0,94	0,023	
CaO	37,78	37,86	37,82	0,677	
H_2O	2,48	—	2,48	0,138	
Fl_2	—	0,15	0,15	0,004	
			99,93		

Formel annähernd $H_2Be_2Ca_6Si_5O_{20}$. Spez. Gew. = 3,16.

106. Friedelit. 107. Pyrosmalit. Der größte Kristall von Nordmarksgrube ist 9 cm breit und $2\frac{1}{2}$ cm dick. Bisher sind folgende Flächen beobachtet: c {0001}, m {10$\bar{1}$0}, r {10$\bar{1}$1}, z {01$\bar{1}$1}, s {20$\bar{2}$1} und t {10$\bar{1}$2} (neu).

	gem.	ber.
m : c = (10$\bar{1}$0) : (0001) . . .	90°	90°
r : c = (10$\bar{1}$1) : (0001) . . .	31 30′	31 30′
z : c = (01$\bar{1}$1) : (0001) . . .	31 32	31 30
z : r = (01$\bar{1}$1) : (10$\bar{1}$1) . . .	30 5	30 17
s : c = (20$\bar{2}$1) : (0001) . . .	50 42	50 48
t : c = (10$\bar{1}$2) : (0001) . . .	17 11	17 2

An einem 2 mm langen und 1 mm dicken, aus Kalkspat herausgeätzten Kriställchen wurde bestimmt:

	Rot	Gelb	Grün
ε	1,644	1,647	1,651
ω	1,678	1,682	1,686
$\omega - \varepsilon$	0,034	0,035	0,035

108. Skapolith. 109. Vesuvian. Ein Kristall aus dem Gökumer Kalkbruch bei Dannemora zeigt als Endflächen nur {001} und {101}, daneben {100}, {110}, {120}. Manganvesuvian ist auf der Harstigsgrube bei Pajsberg und auf Longbanshütter Grube gefunden worden. An Kristallen des letzteren Fundorts herrscht {110} neben {111} und {221}, untergeordnet ist {100}. Sie sind tief blutrot und werden auf Spalten in einem wesentlich aus grauem derben Tephroit und Hausmannit bestehenden Gemenge angetroffen. Von der Torsbogrube bei Finnmossen stammen tafelförmige Kristalle mit {001}, {110}, {100}, {210} und {111}; sie sind auf Magnetitskarn aufgewachsen. Kleine Kristalle vom selben Fundort haben kubischen

Habitus bei reichlicher Flächenentwicklung; neben den vorigen Formen werden beobachtet {101}, {201}, {331} und {312}.

110. Zirkon. Der größte bekannte Zirkonkristall aus dem Stockholmer Granit ist 1 cm lang und 3—4 mm dick mit {100}, {110}, {111} und {311}.

111. Topas. Recht unvollkommen ausgebildete, bis 7 cm lange Kristalle mit Mikroklin aus einem Quarzbruch bei Longbanshütte, von einer aschgrauen talkähnlichen Substanz und farblosem Glimmer überzogen, im Innern frisch; in dünnen Platten durchsichtig. Das bekannte Topasvorkommen (Pyrophysalit) aus dem Quarzbruch von Finnbo bei Falun hat einen einzigen verhältnismäßig guten Kristall von 10,5 cm Länge, in den Richtungen der a- und b-Achsen 6,5 bezw. 5,5 cm dick, ergeben. Die Flächen {110} und {120} sind glänzend, {001}, {101}, {111}, {112} und {011} sind mehr oder weniger deutlich, letzteres nur angedeutet. Ein dünner talkartiger Überzug überdeckt auch hier den Topas. Hier sei an den größten Topas erinnert, den Gahn und Berzelius 1815 von Broddbo bei Falun erwähnen: dieser „Pyrophysalit" war ein Einschluß in einem Pegmatit, wog etwa 30 kg und zeigte die einheitliche Spaltbarkeit eines einheitlichen Individuums.

112. Andalusit. 113. Sillimanit. 114. Cyanit. 115. Datolith. Von Utö 1—2 mm dicke und etwa 5 mm breite Tafeln. Unter Zugrundelegung der von Dana aufgestellten Achsenbezeichnung und der Konstanten ist die vorherrschende Tafelfläche a {100}, übrige Formen b {010}, c {001}, M {011}, g {012}, m {110}, n {111}, z {$\bar{1}12$}, t {$\bar{1}13$}, μ {$\bar{1}14$}, ε {$\bar{1}12$}.

		gem.	ber.
m : b	= (110) : (010) . . .	57°36′	57°36′
M : M	= (011) : (01$\bar{1}$) . . .	76 40	76 37
n : m	= (111) : (110) . . .	22 45	22 56
ε : m	= (11$\bar{2}$) : (110) . . .	40 22	40 18
l : m	= (11$\bar{3}$) : (110) . . .	51 24	51 51
μ : m	= (11$\bar{4}$) : (110) . . .	59 28	59 31

Von den Utöer Kristallen unterscheiden sich die blaßgrünen von der Großen Mörkhultgrube bei Persberg schon durch den pyramidalen Habitus, indem {110}, x (102) und {111} stark entwickelt sind, dagegen {100} zurücktritt. Außerdem {001}, {011}, {012}, {110}, {11$\bar{2}$}, {11$\bar{3}$}, {11$\bar{4}$}, o {$\bar{1}20$}, β {121}. Hier und auf der benachbarten Lykfallsgrube ist der Datolith von Apophyllit überwachsen; seine Kristalltracht ist auf beiden Fundorten dieselbe pyramidale. Nicht ganz sicher ist an den Kristallen von letzterem Vorkommen q {312}. Sie sind gelblich mit schwachem Stich ins Grüne.

Wasserhelle oder milchweiße Kristalle von der Nordmarksgrube werden bis zu 1,5 cm groß. Sie sind kurzprismatisch nach {110} mit den mehr untergeordneten aber sehr deutlichen Formen {100}, {001}, {011}, {012}, {111}, {11$\bar{2}$} und {11$\bar{3}$}. Alle schwedischen Datolithe finden sich im „Grünskarn".

116. Gadolinit. 117. Thalénit. 118. Epidot. Es werden so zahlreiche Vorkommnisse, zumeist aus den Eisenerzskarnen beschrieben, gemessen und abgebildet, daß eine auszugsweise Wiedergabe kaum möglich ist. In mancher Beziehung ist der Epidot aus dem Noler Feldspatbruch an der Göta bei Kungälf bemerkenswert. Es liegen 40—50 lose, höchstens mit etwas Quarz verwachsene große Kristalle vor, deren einer in der Richtung der b-Achse 12, nach der a-Achse 7 und nach der c-Achse 4 cm mißt; nur an einem Ende sind sie durch Flächen begrenzt und besonders flächenreich: n {$\bar{1}11$}, x {$\bar{1}12$}, q {$\bar{2}21$}, z {110}, d {111}, o {011}, k {012}, u {210}, y {$\bar{2}11$}, dazu c {001}, i {$\bar{1}02$}, {509}, s {$20\bar{3}$}, r {$10\bar{1}$}, e {101}, m {102}, t {100}, f {$30\bar{1}$} und l {$20\bar{1}$}. Unbestimmbar sind drei weitere Flächen in der Zone der Orthoachse, nämlich zwischen {$\bar{1}02$} und {001}, {101} und {102}, {$30\bar{1}$} und {$20\bar{1}$}. Besonders nahe der Oberfläche besitzen die Kristalle parallel zu Flächen der letzteren Zone eine Absonderung, durch die mit Leichtigkeit äußerst dünne Platten abgehoben werden können und im Zusammenhang damit einen ausgesprochenen Perlmutterglanz mit roten, blauen und grünen Farben, im großen ganzen einen goldigen Schimmer. Nach dem Innern zu werden die Platten dicker. Auch nach den Endflächen hat eine Absonderung in allerdings meistens nicht so feine Lagen statt, die sich aber bis in die halbe Länge der Kristalle oder noch weiter betätigen läßt. Dabei gewinnen die bisher untergeordneten unter den Endflächen an Bedeutung. H. = 6, spez. Gew. an zwei Kristallen 3,139 und 3,187 bei 18°. In warmer Salzsäure unter Abscheidung von flockiger Kieselsäure löslich. Farbe lauchgrün ins Graue. Im Dünnschliff mit ausgezeichneter Zonarstruktur, wobei die Farbe der Lagen im Schliff ⊥ {010} zwischen gelb und braun wechselt. Deutlich $\mathfrak{b}$ licht graugrün, $\mathfrak{c}$ licht braungelb, $\mathfrak{b}$ etwas $> \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$. $\mathfrak{a} : \mathfrak{c}$ in den verschiedenen Zonen 3—11° im spitzen Winkel β. $\mathfrak{a}$ negative Bisektrix. Zusammensetzung nach Naima Sahlbom: $H_2O < 105°$ 3,14, SiO_2 37,53, TiO_2 0,11, Al_2O_3 23,79, Fe_2O_3 7,73, FeO 3,85, MnO 0,48, CaO 21,97, MgO 0,34, K_2O 0,24, Na_2O 0,45; Sa. 99,63. Keine seltenen Erden nachweisbar. Aus der Löslichkeit, aus dem Auftreten des Minerals in einem Granit [worüber übrigens Näheres nicht gesagt wird. Ref.] sowie aus der großen Auslöschungsschiefe hätte auf Orthit geschlossen werden können.

119. Manganepidot. 120. Orthit. 121. Axinit. Der Axinit von Dannemora erfüllt Klüfte im Hornblendeskarn, in der Hauptsache derb, mit einem hisingeritartigen Mineral und Kalkspat als jüngere Abscheidung. Nach Wegätzung des letzteren ergeben sich reiche Drusen von Axinit- und Albitkristallen, samt Hornblende, gelbbraunem Granat, Magnetitoktaedern und einem graugrünen chloritartigen Mineral. Die größten Axinite erreichen 2—3 cm und zeigen nur P {$1\bar{1}0$}, u {110}, s {201}, r {$1\bar{1}1$} und x {111}. P und r herrschen vor. Bei kleinen Kristallen kommen hinzu l {100}, v {010} und w {312}, ein recht flächenreicher Kristall zeigte weiters noch y {021}, Y {$\bar{1}31$}, ν {131}, I {121}, π {$2\bar{2}1$}, e {$\bar{1}11$} und ι {041}. Eine besondere Ausbildung haben gewisse, samt Skapolith, Chlorit, Strahlstein und Epidot von Kalkspat umwachsene

Axinite von Nordmark. Sie bilden bald langgestreckte garbenförmige Verwachsungen, bald poröse, skelettartige Aggregate. Die Individuen sind auffallend lang gestreckt in der Zone [1$\bar{1}$0, 111], in der neben den meisten vorigen Formen noch Θ {243}, σ {174} und Σ {1$\bar{5}$3} entwickelt sind; {1$\bar{1}$1} herrscht neben {1$\bar{1}$0}. Ganz ungewöhnliche Flächenentwicklung hat ein anderer Kristall von Nordmark auf einer aus Kalkspat herausgeätzten Druse; Pyroxen und Pyrosmalit sind seine Begleiter, seine Unterlage bildet Hornblendeskarn mit etwas rotbraunem Granat. Hier herrschen {1$\bar{1}$1} und {010}, während {1$\bar{1}$0} weit zurücktritt. Unter den besonders zahlreichen Formen befindet sich ω {1$\bar{2}$0}, W {1$\bar{3}$0}, X {02$\bar{1}$} und o {132}. Dieser Typ ist bisher nur von Obira in Japan bekannt geworden. Es sei auf die Winkeltabellen verwiesen.

122. Prehnit. Zu Bergsbrunna bei Uppsala und zu Hästbergsgord bei Falun, dort auf Klüften in rotem Gneis, hier in leptitischem Granitporphyr, finden sich kleine Kriställchen von Prehnit, tafelförmig nach P {001}, im übrigen mit m {110}, v {$\bar{3}$04} und o {061}, dazu zu Bergsbrunna noch l {010} und an den Faluner Kristallen k {100}. Pyramidal ausgebildete Kristalle nach einer weitaus vorherrschenden Form {332}?, daneben mit {100}, {010} und ganz schmalem {110} fanden sich mit Kalkspat und etwas Granat auf Pyroxenskarn der Sjösagrube im Kirchspiel Svärta. Ihre Zusammensetzung fand G. Säve: SiO_2 43,40, Al_2O_3 23,05, Fe_2O_3 1,27, MnO Spur, CaO 26,49, MgO 0,40, H_2O 4,89; Sa. 99,50. Sp. Gew. 2,906.

123. Chondrodit. 124. Lievrit. 125. Kentrolith. 126. Melanotekit. 127. Cerit. 128. Turmalin. Das bestbekannte schwedische Turmalinvorkommen ist das von Käringbricka im West-Färnebo-Kirchspiel; es ist in einem etwas rutilführenden Pegmatit. Die von Hamberg beschriebenen Riesenturmaline von Skrumpetorp im Kirchspiel Godegard bilden 2—3 m lange und 1 m dicke parallelstengelige Verwachsungen. Die schönsten schwedischen Turmaline sind die von einer nicht mehr genauer bekannten Fundstelle zu Gellivare. Es sind zwei miteinander und mit Quarz verwachsene 2 cm lange und dicke Kristalle mit außerordentlich gleichmäßiger Flächenentwicklung: am antilogen Pol o {02$\bar{2}$1}, r {10$\bar{1}$1}, y {40$\bar{4}$1}, u {32$\bar{5}$1}, am analogen Pol r {01$\bar{1}$1}, e {10$\bar{1}$1}, in der Vertikalzone a {11$\bar{2}$0}, m {10$\bar{1}$0}, h {41$\bar{5}$0} und m {01$\bar{1}$0}.

129. Staurolith. 130. Inesit. 131. Ganophyllit. 132. Apophyllit. **Bergeat.**

Tschirwinsky, P.: Notizen über die Mineralogie Rußlands. (Bull. Inst. Polyt. Don. **7**. 1—61. 15 Fig. 1919. Russ.)

Tschirwinsky, P. und N. Orlow: Zur Mineralogie des Kaukasus und der Krim. (Ann. géol. et min. Russ. **16**. 246—268. 22 Fig. 1914. Russ. Dtsch. Rés.)

Twaltschrelidze, A.: Zur Mineralogie des Batum-Gebiets. (Vernadsky-Festschr. Moskau 1914. Russ.)

Pilipenko, P.: Zur Mineralogie der Alexejewsky-Grube im Minusinsky-Gebiet. (Vernadsky-Festschr. Moskau 1914. Russ.)

Popow, S. P.: Die Mineralien der Umgegend von Jalta. (Vernadsky-Festschr. Moskau 1914. Russ.)

Fersmann, A. E.: Zur Mineralogie des Carbon von Borowitschi. (Bull. Acad. Imp. Sc. 1915. 1559—1580. Russ.)

Dwoitschenko, P.: Die Mineralien der Krim. (Bull. Soc. Nat. Crimée, **6**. 210 p. 3 Taf. 1914. Russ.)

Pilipenko, P. P.: Mineralogie des westlichen Altai. Diss. (Verh. Univ. Tomsk. **62**. 761 p. 81 Fig. 3 Taf. 1915. Russ.)

Ivanoff, L. L.: Zur Mineralogie Wolhyniens. III. (Trav. Soc. des Explor. de Volhynie. **11**. 113—155. 1 Taf. 1914. Russ.)

W. E. Ford: Neue Mineralien. (Am. J. Sci. (4.) **49**. 1920. 452 f.)

Bäckströmit, cf. G. Aminoff, Geol. Fören. Förh. **41**. 1919. 473 (Ref. dies. Jahrb. 1921. II. -145-).

Bismutoplagionit, cf. Earl V. Shannon, Ref.

Cocinerit, cf. G. J. Hough, Ref.

Echellit, cf. N. L. Bowen, Amer. Mineral. **5**. 1920. 1 (Ref. dies. Jahrb. 1921. I. -270-).

Ferrazit, cf. T. H. Lee und Luiz Flores de Moraes, Ref.

Gavit, cf. Emilio Repossi, Atti Soc. Ital. Sc. Nat. **57**. 1918. 131; Amer. Min. **4**. 1919. 132. Offenbar eine Talk-Spielart, doch von dem gewöhnlichen Talk im Wassergehalt verschieden, löslich in Säuren. Fundort: Gavatal, Italien.

Manganfayalit, cf. J. Palmgren, Bull. Geol. Inst. Upsala. **14**. 1917. 109. Manganreicher Fayalit in Eulysitgestein von Södermannland, Schweden.

Oruetit, cf. S. Pina de Rubies, Anal. soc. espan. fis. quim. **17**. 1919. 837; Amer. Min. **4**. 1919. 15. Lamellarer Bau; vollkommene Spaltbarkeit. Härte 1,5; Dichte 7,6; Metallglanz, stahlgrau. $Bi_8 Te S_4$. Fundort: Serrania de Ronda, Spanien.

Pyrobelonit, cf. G. Flink, Geol. Fören. Förh. **41**. 19 9. 433. Siehe folgendes Ref.

Sobralit, cf. J. Palmgren, s. o. Ein trikliner Pyroxen in Eulysitgestein von Södermannland. Optisch positiv. $Z : c = 48°$; $Y : c = 55{,}1°$; $X : c = 62{,}2°$. Farblos.

Sphenomanganit, cf. G. Flink, s. o. p. 329. Eine Manganit-Spielart mit sphenoidischer Formenentwicklung. Långbanshyttan, Schweden.

Villamaninit, cf. W. R. Schoeller und A. R. Powell, Min. Mag. **19**. 1920. 14. Siehe p. -36-. W. Eitel.

G. Flink: Pyrobelonit, ein neues Blei-Mangan-Vanada von Långbanshyttan. (Geol. För. Förh. **41**. 433—447. 1919.)

Während der letzten Jahre wurden in Långbanshyttan schöne Kristalldrusen von Hausmannit gesammelt. Daneben finden sich Kristalle von Baryt, Carbonatmineralen, Sphenomanganit und einem neuen Mineral, welches Pyrobelonit genannt wurde (von $\pi\tilde{\upsilon}\rho$ = Feuer und $\beta\varepsilon\lambda\acute{o}\nu\eta$ = Nadel), weil die Kristalle nadelförmig und mit feuerroter Farbe durchscheinend sind. Auf einigen Stufen sind noch ged. Blei, Barysilit, Pyrochroit und Allaktit vorhanden.

Der Pyrobelonit bildet gewöhnlich höchstens erbsengroße radialstrahlige Aggregate von haarfeinen Nadeln, deren Querschnitte selten $\frac{1}{10}$ der Länge erreichen. Sie gehören der prismatischen Klasse des rhombischen Kristallsystems an. Aus $110 : 1\bar{1}0 = 77°36'$ und $201 : \bar{2}01 = 116°36'$ wurde das Achsenverhältnis $a : b : c = 0.80402 : 1 : 0.65091$ berechnet. Die folgenden Formen wurden beobachtet: a {100}, m {110}, n {120}, e {201}, c {001}, d {011}, f {031}, p {111} und o {221}. Alle Kristalle sind langprismatisch mit vorherrschenden Prismenflächen; in der Endbegrenzung herrscht entweder die Pyramide p oder es sind nur die Domen e und d nebst kleiner Basisfläche vorhanden.

Die Stengel zeigen parallele Auslöschung und keinen Pleochroismus, trotz der tiefroten Farbe. Die Achsenebene ist parallel c (001); ferner sind wahrscheinlich γ = b, α = a, und die Doppelbrechung negativ. Die Brechungsindizes liegen höher als die der gewöhnlichen Einbettungsflüssigkeiten. Die Härte ist 3,5. Spaltbarkeit konnte nicht nachgewiesen werden. Das Pulver ist orangegelb oder rötlich.

R. Mauzelius hat an nur 0,48 g Material die folgenden zwei chemischen Analysen ausgeführt:

	I.	II.	Mittel			
V_2O_5	19,81	20,26	20,03	0,110	0,110	2,00
P_2O_5	0,05	—	0.05	—		
PbO	48,99	48.74	48.82	0,219	0,219	3,98
FeO	0,51	0,43	0,47	0,007	0,388	7,05
MnO	25,03	24,99	25.01	0,352		
MgO	0.66	0.53	0,60	0,015		
CaO	0.62	0.96	0,79	0,014		
H_2O	—	—	(3 02)	—	0,168	3,05
SiO_2	0,21	0,22	0,21			
			100,00			

Ein Verlust der Analyse von 3,02 % wurde als H_2O angenommen. Bei schwachem Glühen, wobei das Mangan wahrscheinlich oxydiert wurde, verlor die Substanz 1,84 % an Gewicht. Das Resultat stimmt mit der folgenden Formel überein:

$$2\,PbO\,.\,2\,RO\,.\,V_2O_5 + 3\,[2\,PbO\,.\,4\,RO\,.\,2\,H_2O\,.\,V_2O_5].$$

Die Zusammensetzung des Pyrobelonits entspricht am nächsten der des Descloizits, nach Penfield $R_2(OH)VO_4$, wo R der Hauptsache nach

aus Zn, bisweilen zu einem bedeutenden Teil von Cu ersetzt (Cuprodescloizit) besteht. Von diesen beiden Metallen findet sich im Pyrobelonit keine nachweisbare Spur, vielmehr besteht R hier fast ausschließlich aus Mn. [Verf. hat hier übersehen, daß in der Penfield'schen Formel R auch Pb einschließt. Sowohl im Descloizit als im Cuprodescloizit stehen Pb und (Zn, Cu) ungefähr im Verhältnis 1 : 1, während im Pyrobelonit nach der obigen Analyse Pb : Mn = 4 : 7. Anm. des Ref.]

Auch kristallographisch sind Descloizit und Pyrobelonit nahestehend. In beiden ist die Längsrichtung der Kristalle zur c-Achse gewählt worden, aber dem, was in der Weise für das eine Mineral die c-Achse ist, entspricht für das andere die a-Achse. Werden diese Achsen für den Pyrobelonit vertauscht, so wird das Achsenverhältnis a : b : c = 0,65091 : 1 : 0,80402 gegen 0,6368 : 1 : 0,8046 beim Descloizit. Von den Formen sind nur c, d, f, a und p auch beim Descloizit gefunden, und dazu viele andere. Auch die Lagen der Bisectrices sind wahrscheinlich verschieden. Das spez. Gewicht des Pyrobelonits ist 5,377 gegen 5,9—6,2 beim Descloizit.

Pentti Eskola.

W. R. Schoeller and A. R. Powell: Villamaninite, a new mineral. (Mineral. Mag. 19. 14—18. 1920.)

Anfangs 1914 kamen mehrere Tonnen eines Cu-Ni-Co-Erzes nach London zur Begutachtung. Die Verf. halten den als „Carmenes-mine, Spain" bezeichneten Fundort zweifellos für identisch mit dem Erzvorkommen von Carmenes, Provinz Leon, 6 km ONO von Villamanin. Die Erze von dort sind als Kupfer-Kobalt-Nickel-Sulfide in Dolomit als Gangart in der Literatur bekannt. Ein ungewöhnlich hoher Schwefelgehalt war Anlaß zu einer mineralogischen Untersuchung. Dieses Erz enthält den nach dem Vorkommen benannten Villamaninit. Er ist ein schwarzes Mineral, das im Handstück mehr oder weniger regelmäßig in einer Grundmasse von weißem, kristallinem Dolomit verteilt ist, so daß das Erz ein gesprenkeltes Aussehen erhält und manchen feinkörnigen Dioriten gleicht. Wenige Flecken von Kupferkies und Eisenkies sind ebenfalls darin enthalten. Der Villamaninit erscheint auf den Bruchflächen körnig-kristallin ohne deutlich entwickelte Kristallumrisse. Sehr bemerkenswert sind aber knötchenförmige Anhäufungen mit radialer Faserstruktur und glänzender kugeliger Oberfläche; ihr Durchmesser ist gewöhnlich unter 5 mm und erreicht nie 1 cm. Konzentrischer Aufbau ist nicht augenfällig; aber dann und wann lösen sich die Kugeln schalenförmig; auch wird Kupferkies und Dolomit hin und wieder radial oder konzentrisch in den Knoten eingeschlossen. Die morphologischen Eigenschaften treten besser an mit verdünnter HCl herausgelöstem Material zutage. Regulär, erkennbar war das Oktaeder und das Kuboktaeder; die Messungen ergaben am Goniometer für (100) : (111) = 53—57°, für (111) : ($1\bar{1}1$) = 69—73°. Die Würfelflächen sind immer gerundet; sie bilden die glänzenden, kugeligen Oberflächen der Knoten. Alle Übergänge von einfachen Kristallen, deren größter 0,5 cm mißt, bis zu der typischen

radialfaserigen Struktur sind vorhanden, so daß diese letztere einer hypoparallelen Verwachsung entspricht. Pentagonale Formen konnten nicht beobachtet werden; auch fehlt jede Andeutung, daß Pseudomorphosen nach Pyrit vorliegen. Keine deutliche Spaltbarkeit; unebener Bruch. H. = 4,5; Farbe eisenschwarz mit mattem Metallglanz; Strich rußig schwarz. In HNO_3 löslich; im geschlossenen Röhrchen erhitzt, Sublimat von Schwefel und Selen.

Vier auf verschiedenem Weg isolierte Proben wurden zu den Analysen I—IV benutzt:

	I.	II.	III.	IV.
S	49,00	49,13	49,63	47,27
Se	1,54	1,44	0,88	0,88
Cu	17,65	18,51	22,13	19,48
Ni	18,19	18,24	15,94	15,53
Co	7,45	7,24	6,30	6,79
Fe	4,39	4,17	5,11	6,00
Si	0,88	0.34	0,22	3,80
	99,10	99,07	100,21	99,75
Spez. Gew.	—	4,433	4,523	—

Die Übereinstimmung der Analysenresultate ist groß genug, um die Annahme zu rechtfertigen, daß das knötchenförmige und das kristalline Material dem gleichen Mineral angehören. Das Analysenresultat zeigt eine den Disulfiden der Pyritgruppe entsprechende Zusammensetzung, in der Selen einen Teil des Schwefel ersetzt und Kupfer, Nickel, Kobalt und Eisen stellvertretend sind. Unter dieser Annahme kann für den Villamaninit die Formel $(Cu, Ni, Co, Fe)(S, Se)_2$ aufgestellt werden, wenn auch der Gehalt an S + Se nicht so hoch ist, wie diese Formel verlangt. Spez. Gew. = 4,4—4,5. Ausgewählte Belegstücke befinden sich in der mineralogischen Abteilung des British Museum. **E. Schnaebele.**

Minerallagerstätten.

B. Prescott: Some observations on contactmetamorphic ore deposits. (Econ. Geol. 1915. **10**. 55—69.)

Nach einer längeren Besprechung der für kontaktmetamorphe Lagerstätten gewöhnlich angenommenen Hypothesen bespricht Verf. die Erscheinungsformen, die er an mexikanischen Minen hat machen können (Santa Eulalia, Chihuahua; Copper Queen bei Velardeña, Durango; Dolores and Cobriza bei Matehuala, S. L. P.). Er erwähnt besonders einige Fälle ungleichförmiger Entwicklung von Kontaktmineralien und von Erzanhäufungen an gewissen Kontaktstellen, während andere ganz frei davon sind. Zum Schluß formuliert er einige Sätze, die ihm für die Mehrzahl der Kontaktlagerstätten Gültigkeit zu haben scheinen. **H. Schneiderhöhn.**

E. S. Bastin: Significant mineralogical relations in silver ores of Cobalt, Ontario. (Econ. Geol. 1917. **12**. 219—236.)

Die reiche Silberlagerstätte im Cobalt in Ontario bildet das einzige wichtigere Vorkommen von gediegen Silber in Paragenesis mit Ni- und Co-Mineralien in Amerika. Verf. untersuchte ein reiches Material chalkographisch und zugleich stellte Ch. Palmer Versuche an über das Verhalten von Sulfiden Ag_2SO_4-Lösung gegenüber. Beobachtete Erzmineralien sind: Rotnickelkies, Speiskobalt, Breithauptit, Kupferkies, ged Silber, Polybasit(?); als Gangart Fe-haltiger Kalkspat. Die drei ersten Erze bilden mit Kalkspat zusammen stets konzentrisch-schalige Strukturen, indem dünne Kugelschalen sich vielfach wiederholen. Verf. deutet diese Struktur als rhythmische Ausfällung im Sinne R. E. Liesegang's und schließt daraus auf die gleichzeitige Entstehung dieser Ni- und Co-Erze zusammen mit Kalkspat. Gediegen Silber kommt dagegen unabhängig von dieser konzentrischen Struktur stets in schmalen, ungefähr parallelen Gängchen und Trümern vor, meist im Kalkspat. Eine genauere mikroskopische Untersuchung zeigte, daß diese Gängchen Verdrängungen im Kalkspat entlang dessen Spaltrissen darstellen. Auch die Ni- und Co-Erze werden öfters von gediegen Silber verdrängt. Es gehört somit gediegen Silber wie auch der spärlich vorkommende fragliche Polybasit deutlich einer jüngeren Erzgeneration an als die Ni- und Co-Erze und Kalkspat.

In einem weiteren Abschnitt zeigt Verf. auf Grund chemischer Überlegungen und der vorausgegangenen Experimente von Ch. Palmer, daß die Silbermineralien sich gebildet haben durch die Reaktion von sauren Fe-führenden Ag_2SO_4-Lösungen auf die Co- und Ni-Erze bei Gegenwart von Kalkspat. Die Lösungen waren deszendent. Verf. bestätigt somit die ältere Ansicht, daß die reichen Silbererze durch deszendente Zementation gebildet sind. Die Abhandlung ist von instruktiven Mikrophotographien polierter Anschliffe begleitet. **H. Schneiderhöhn.**

G. S. Nishihara: Geology and ore deposits of the Tetiuxe District, Russia. (Econ. Geol. 1917. **12**. 270—280.)

Der Distrikt liegt 375 km nordwestlich Wladiwostock, in der Nähe der See. Kalke und Quarzite werden von Diabas und Quarzporphyr intrudiert. Die Erze liegen im Kalk in unregelmäßigen Massen in der Nähe des Kontaktes gegen den Porphyr und scheinen kontaktmetamorpher Entstehung zu sein. Haupterze sind: Bleiglanz, Zinkblende, Magnetkies und etwas Kupferkies; Gangarten: Quarz, Hedenbergit, Kalkspat. Nach der Oberfläche zu sind die sulfidischen Erzkörper in große Massen von Zinkcarbonat umgewandelt, die zurzeit hauptsächlich abgebaut werden. [Dieselben Lagerstätten wurden von O. Weigel, dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXVII. 1914. 653—738 ausführlich behandelt. Verf. kennt diese Arbeit nicht. Ref.] **H. Schneiderhöhn.**

E. Howe: Sulphide-bearing rocks from Litchfield, Conn. (Econ. Geol. 1915. **10**. 330—347.)

In allen Gliedern einer Gesteinsreihe, die von Noriten zu Peridotiten und Pyroxeniten führte, wurde Magnetkies, Pentlandit und Kupferkies festgestellt. Die Gesteine sind völlig frisch, zeigen keine Spur postmagmatischer Veränderung. Die Sulfide sind nach ihren strukturellen Beziehungen zu den Silikatmineralien bestimmt rein magmatischen Ursprungs. Das sorgfältige Studium polierter Erzanschliffe brachte den Verf. zur Überzeugung, daß schon zu Beginn der Ausscheidung der ersten Silikate sich die Sulfidschmelze von der Silikatschmelze als besondere flüssige Phase abtrennte und während der Erstarrung der Silikate zum größten Teil flüssig blieb, so daß die Sulfide zumeist als letzte Ausscheidung die Zwischenräume zwischen den Silikatmineralien füllen.

H. Schneiderhöhn.

V. Dolmage: The copper silver veins of the Telkwa District, British Columbia. (Econ. Geol. 1918. **13**. 349—380.)

Die Erzlagerstätten stehen im Zusammenhang mit zwei verschiedenaltrigen Eruptivaufbrüchen: Stöcken und Batholithen von Quarzdioriten und Granodioriten jurassischen Alters, und jüngeren Gängen und Intrusionen von Diabasen, Kersantiten und Odiniten. Zu den Dioriten gehören zwei regional getrennte Lagerstättengruppen: 1. Gänge und vererzte Breccienzonen in der Nähe der Grenze eines größeren Batholithen in der „Coast Range", in deren Umgebung die Nebengesteine intensiv propylitisch zersetzt sind. Folgende Mineralien sind durch diese Erzgangbildung neu entstanden: Epidot, Sericit, Chlorit, Quarz (Umwandlung des Nebengesteins); Quarz (als Gangart); Pyrit, Zinkblende, Kupferkies, Bleiglanz, Fahlerz, Silberglanz (primäre Erzmineralien nach dem Alter geordnet). Die Erze enthalten Au und Ag. Sie entstammen hydrothermalen Lösungen, die mit dem Batholith in Beziehung standen. 2. Eine zweite Gruppe liegt ringförmig um den Kontakt eines zweiten größeren Granodioritstockes. Neugebildete Mineralien und Erze sind: Epidot, Quarz, Buntkupfererz, Kupferkies, Kupferglanz, Hämatit, Fahlerz. Zwei Gangstrukturen kommen vor: Verdrängungszonen in stark epidotisiertem Nebengestein, mit verschwimmenden Grenzen, und echte Breccien- und Ausfüllungsgänge mit scharfen Salbändern und Lagenstruktur. Die Paragenesis in den Verdrängungslagerstätten ist ungewöhnlich, wie folgende auf chalkographischen Untersuchungen beruhende Altersfolge zeigt:

Epidot, Hornblende, Quarz, Hämatit (als Gangarten); Zinkblende, Kupferkies, Buntkupferkies, Kupferglanz, Bleiglanz (Erze I. Generation); Magnetit, Hämatit, Kupferkies (Erze II. Generation). Als deszendente Zementationserze treten auf: Kupferglanz, Indig, begleitet von Kalkspat. Gangarten und Erze I. Generation entstammen den hydrothermalen Lösungen, die aus dem Granodioritstock kamen; dagegen sind die Erze II. Generation in Verbindung zu bringen mit den jüngeren basischen

Ganggesteinen. Es ist also hier ein Mischtypus vorhanden, dessen einzelne Mineralgesellschaften sich recht schön auseinanderhalten ließen. — Die echten Gänge sind sehr silberreich, besonders in der Zementationszone treten reiche Silbererze auf. Von großer Wichtigkeit ist die Verdrängung von Kupferglanz durch aszendenten Hämatit in diesen Gängen, wobei der Hämatit ebenfalls der anderen Mineralgesellschaft zugehört, welche mit den basischen Gängen in Verbindung steht. Diese Tatsache, sowie der Umstand, daß Buntkupfererz oft deutlich jünger ist als Kupferglanz, veranlaßten den Verf., den Kupferglanz z. T. als primäres aszendentes Mineral aufzufassen.

Die zwei Vererzungsepochen in den Gängen und Verdrängungslagerstätten konnte Verf. mit denselben Mineralparagenesen noch an einer größeren Anzahl weiterer Beispiele in dem Distrikt verfolgen, stets entsprach den hydrothermalen Lösungen aus dem Granodiorit die Mineralgesellschaft Buntkupferkies—Kupferkies, während eine jüngere Mineralgesellschaft Kupferkies—Hämatit der Intrusion der basischen Diabase etc. folgte. **H. Schneiderhöhn.**

N. B. Davis: Metal oxide and sulphide impregnation of Fire-brick. (Econ. Geol. 1915. **10**. 663—675.)

Mikroskopische Untersuchung von Futtersteinen von Schmelzöfen, die mit Bleiglanz, Kupfersulfiden, Zinkoxyd und ged. Zink imprägniert waren. Von Kupfersulfiden wurden gefunden: Kupferkies, Buntkupferkies und Kupferglanz. Kupferkies bildete sich stets an den heißesten Stellen des Ofens, während an kühleren Teilen die anderen Sulfide erschienen. **H. Schneiderhöhn.**

P. Krusch: Über Adsorptions- und Adhäsionsmetasomatose und ihre Raumbildung. (Zs. prakt. Geol. 1921. **29**. 9—13.)

Die Abhängigkeit des Adsorptionsvermögens von der chemischen Natur des Adsorbens ist für die Lagerstättenbildung von besonderer Bedeutung. Neben der Adsorption aus echten Lösungen gibt es auch eine solche aus kolloiden. Bei der Adsorption sind Verdrängungserscheinungen, also metasomatische Vorgänge möglich. Bei den Mineralien der Garnieritgruppe haben wir keine selbständigen Mineralien, sondern ältere Gelmineralien wurden durch Adsorption mit Nickelverbindungen imprägniert. Den Vorgang bezeichnet Verf. als Adsorptionsmetasomatose und nimmt an, daß bei der Raumbildung für das Nickelerz vorzugsweise rein chemische Prozesse tätig waren.

Verf. behandelt dann die Bildung sulfidischer Reicherze aus kolloiden Lösungen in Anlehnung an die Untersuchungen von Clark und Menaul und gibt einige Tabellen. Die Ausfällung aus kolloidaler Lösung wird als Adhäsion bezeichnet, im Gegensatz zur Adsorption, bei der die Ausfällung aus echten Lösungen erfolgt. Die auf kolloidaler Lösung beruhende Verdrängung wird Adhäsionsmetasomatose genannt.

M. Henglein.

H. Schneiderhöhn: Mikroskopischer Nachweis von Platin und Gold in den Siegerländer Grauwacken. (Metall und Erz. **17**. [N. F. 8.] 1920. 511—514.)

Mittels der „chalkographischen Methode", d. h. der mikroskopischen Betrachtung polierter Anschliffe im auffallenden Licht, ist es dem Verf. gelungen, den Gold- und Platingehalt der fraglichen Grauwacken direkt sichtbar zu machen. Erkannt wurden die beiden Metalle an ihrer Farbe und Härte und an spezifischen mikrochemischen Reaktionen. Als einfachstes und brauchbarstes Ätzmittel für Gold wurde Quecksilber verwendet. Das untersuchte Gestein enthielt als klastische Komponente vorwiegend Quarz, daneben zersetzte Feldspäte, Glimmerlamellen und Tonschieferstückchen. Das Bindemittel war ein feinverfilztes Sericitaggregat. Papierdünne, mit bloßem Auge eben noch sichtbare dunkle parallele Streifen erwiesen sich als Anreicherungszonen von abgerollten Erzen und schweren Mineralien, vor allem Zirkon und Rutil, dann Turmalin, Topas, Anatas, Granat, Korund, Magnetit, Chromit, Graphit, Eisenglanz, Pyrit. Im sericitischen Bindemittel dieser kleinen Mineralseifen nun steckten eine Menge viel kleinerer Erzkörnchen und -flitterchen, unter denen sich die Gold- und Platinpartikelchen fanden. Für Pt-Körnchen wurde ein größter Durchmesser von 0,005, für Au ein solcher von 0,015 mm gefunden.

W. Flörke.

Chlopin, W.: Bor und seine Verbindungen. (Zur Untersuchung der Reichtümer Rußlands. **33**. 1—85. 1 Karte. Petrograd 1919. Russ.)

Tetiajeff, M. M.: Wo und Sn im Onon Borzja-Gebiet, Transbaikalien. (Mater. f. allg. u. pr. Geol. 32. Liefg. 128 p. 5 Taf. 41 Fig. Petrograd 1918. Russ.)

Tschirwinsky, P.: Etude sur les mineraux, genèse et géologie des gisements de nitre. (Bull. Inst. Polyt. Don. **5**. 36—64. 4 Fig. 1916. Russ. Frz. Rés.)

Krotow, B.: Über die Fluoritlagerstätte beim Dorfe Lakly. (Beil. Protok. Natw. Ges. Univ. Kazan. No. 335. 21 p. 1917.)

Meteoriten.

George P. Merrill: The Fisher, Polk County, Minnesota Meteorite. (Proc. U. S. Nation. Mus. **48**. 503—506. 1915. Mit 1 Taf.

Der früher von Winchell beschriebene (dies. Jahrb. 1897. I. -256-), am 9. April 1894 gefallene Meteorit war noch nicht analysiert, dies wird hier nachgeholt. Die Angaben über die Verbreitung dieses Meteoriten in Sammlungen könnten noch vervollständigt werden: Berlin besitzt 59,5 g, Bonn 157 g, Prag 347 g. Die mikroskopische Untersuchung ergibt, daß der Stein aus einem wirren Aggregat von unregelmäßigen Körnern von

Olivin und Pyroxen besteht, dazwischen zahlreiche, aus Olivin und Pyroxen bestehende Chondren; in Zwischenräumen Maskelynit (n = 1,51); dazu Schwefeleisen. Die von J. E. Whitfield ausgeführte Analyse ergab einen Gehalt an metallischen Bestandteilen von 11,44 %, an Silikaten von 88,56 %. Die Zusammensetzung der ersteren ist unter I angegeben, die der silikatischen Gemengteile unter II, die daraus berechnete Zusammensetzung des Meteoriten unter III.

	I.	II.	III.
Fe	85,00	—	9,724
Ni	14,15	—	1,618
Co	0,74	—	0,084
Cu	Sp.	—	—
SiO_2	—	43,70	38,70
Al_2O_3	—	4,96	4,39
FeO	—	18,27	16,18
MnO	—	0,38	0,336
NiO	—	0,23	0,204
CaO	—	2,19	1,939
MgO	—	29,38	26,018
$FeO.Cr_2O_3$	—	0,80	0,708
	99,89	99,91	99,901

Ba, Sr, Zr, K konnten nicht nachgewiesen werden. Spez. Gew. 3,37. Gehört zur Gruppe der intermediären Chondrite Ci, oder Cia, wenn man diesen Unterschied noch aufrecht erhalten will. **R. Brauns.**

George P. Merrill: Über Chondren und chondritische Struktur in Meteoriten. (Proc. Nation. Acad. Sci., Washington. **6**. 449—72. 1920.) [Ref. von Bister in Chem. C.Bl. 1921. I. 439.]

Verf. beschäftigt sich nach eingehender Besprechung der gesamten Literatur über den Gegenstand und Beschreibung der verschiedenen Arten von Chondren mit den Theorien über deren Entstehung. Es ist zu unterscheiden zwischen den echten sphärolithischen Chondren und den durch mechanische Abrundung aus Gesteinsstücken entstandenen „Pseudochondren" oder „Chondroiden". **R. Brauns.**

G. Tammann: Über das meteorische Nickel-Eisen und den Polymorphismus von Kohlenstoff-Eisen. (Göttinger Nachr. Math.-phys. Kl. 1918. 258—266.) [Ref. von Belowsky in Phys. Ber. I. 331. 1920.]

Im Kohlenstoff-Eisen tritt bei Umwandlung der γ-Kohlenstoff-Eisenmischkristalle in die α-Mischkristalle die Trennung in ein kohlenstoffreiches Strukturelement (Fe_3C) und in fast reines Eisen ein. Dadurch

bilden sich bei dieser Umwandlung in den Stählen bis 0,90% Kohlenstoff-Eisenkristallite, umgeben von dem eutektischen Perlit ($Fe + Fe_3C$). In Analogie hiermit deuteten Osmond und Bakhuis Roozeboom die Struktur des meteorischen Nickel-Eisens. Die Untersuchung des meteorischen Nickel-Eisens läuft schließlich auf die Deutung des Kamazits und Taenits hinaus. Es ergibt sich, daß der Kamazit ein Mischkristall ist, in dem die Verteilung der Ni- und Fe-Atome nicht die normale ist, sondern von niederer Symmetrie, ähnlich der in den Mischkristallen mit anomaler Doppelbrechung. Den Taenit haben Osmond und Roozeboom als eine besondere Phase angesprochen weil er sich besonders nach dem Ätzen mit scharfer Begrenzung vom Kamazit abhebt. Doch liegt die Möglichkeit vor, daß der Taenit trotz seiner scharfen Umrisse nicht als eine besondere Phase zu betrachten ist. Er bildet vielmehr nur nickelreiche, flache Schlieren im Kamazit, ähnlich wie salzreichere Schlieren in einer Salzlösung nicht als besondere Phasen anzusprechen sind. Die schlierenartigen Taenitblätter sind nach den Oktaederebenen geordnet und der Plessit stellt schlierenreichere Teile dar. **R. Brauns.**

Paul Range: Meteoriten aus Deutsch-Südwestafrika. (Mitteilungen aus den Deutschen Schutzgebieten, mit Benutzung amtlicher Quellen herausgegeben von Dr. H. Marquardsen. **26**. 4. Heft. Berlin 1913.)

Die Fundstellen der Meteoreisenblöcke verteilen sich unregelmäßig über ein Gebiet von etwa 200 qkm, in eine Kartenskizze sind sie eingetragen. Unter Einrechnung der aus den Sammlungen bekannt gewordenen Eisen aus diesem Gebiet einschließlich Löwenfluß zählt man 51 Stück mit einem Gesamtgewicht von 15 396½ kg, darunter Blöcke von über 500 kg. Das Landesmuseum in Windhuk enthielt allein 37 Stück.

R. Brauns.

A. Lacroix: Une météorite tombée en 1914 à Saint-Sauveur près de Toulouse. (Bull. soc. fr. min. **44**, 7. 1921.)

Vorläufige Mitteilung über diesen Meteoriten; er besteht wesentlich aus Enstatit; dazu Nickeleisen, Troilit mit wenig Maskelynit und Oldhamit.

R. Brauns.

Geologie.

Petrographie.

Allgemeines.

Rinne, F.: Gesteinskunde für Studierende der Naturwissenschaft, Forstkunde und Landwirtschaft, Bauingenieure, Architekten und Bergingenieure. 6. und 7. (Doppel-)Aufl. Mit Titelbild und 509 Textfig. Leipzig 1921.

Eruptivgesteine.

Rosenbusch, H.: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Ein Hilfsbuch bei mikroskopischen Gesteinsstudien. Bd. I, 1. Hälfte. Die petrographisch wichtigen Mineralien. Untersuchungsmethoden. Fünfte völlig umgestaltete Auflage von Dr. E. A. Wülfing. 1. Lief. mit 192 Figuren im Text und 1 farbigen Tafel. Stuttgart 1921.

Osann, A.: Der chemische Faktor in einer natürlichen Klassifikation der Eruptivgesteine. II. (Abh. Heidelb. Ak. d. Wiss. Math.-naturw. Kl., 9. Abh. 1920, 59 p.)

Washington, H. St.: Chemical analyses of igneous rocks published from 1884 to 1913, inclusive; with a critical discussion of the character and use of analyses. A revision and expansion of professional paper 14. (U. St. Geol. Surv., Prof. Paper 99. 1917.)

Clarke, F. W.: Analyses of Rocks and Minerals from the Laboratory of the U. St. Geol. Surv. 1880—1914. (U. St. Geol. Surv. Bull. 591.)

Holmes, A.: A mineralogical classification of igneous rocks. (Geol. Mag. [New Ser. 6.] **4**. 1917. 115—129.)

Shand, S. J.: A system of petrography. (Geol. Mag. [N. Ser. 6.] **4**. 1917. 463—469.)

Johannsen, A.: A quantitative mineralogical classification of igneous rocks — revised. (Journ. of Geol. **28**. 1920. 38—60. 158—177, 210—232.)

Grout, Fr. F.: Movements in crystallizing magma. (Journ. of Geol. **28**. 1920. 255—264.)

Bowen, N. L.: Deformation of crystallizing magma. (Journ. of Geol. 28. 1920. 265—267.)

Cloos, H.: Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen. Neue Untersuchungen im Grenzgebiete der Gebirgsbildung. (Abh. d. preuß. Geol. Landesanst. N. F. Heft 81. 1920.)

A. Osann: Der chemische Faktor in einer natürlichen Klassifikation der Eruptivgesteine. I. (Abh. Heidelb. Akad. d. Wiss. Math.-naturw. Kl. 8. Abh. Heidelberg 1919. 126 p. 5 Taf.)

Jede beschreibende Naturwissenschaft strebt für die ihr unterstellten Objekte eine natürliche Klassifikation an. Die biologischen Wissenschaften können durch das genetische Klassifikationsprinzip diesem Bestreben am besten gerecht werden; Organismen, die voneinander abstammen, stehen sich auch in allen wesentlichen Eigenschaften am nächsten. In der Petrographie führt dasselbe Prinzip, wenn auch in etwas anderer Bedeutung, zunächst zur Aufstellung der drei großen Klassen der klastischen, metamorphen und Erstarrungsgesteine und innerhalb der letzteren nach der Natur der Mutterlösung zu der Zweiteilung in Salz- und Eruptivgesteine. Eine weitere Anwendung dieses Prinzipes innerhalb der Eruptivgesteine dagegen begegnet Schwierigkeiten, für deren Überwindung erst längere experimentelle Forschung die nötigen chemisch-physikalischen Grundlagen liefern kann. Die stoffliche Ableitung von einem homogenen Urmagma durch Spaltung ist nur eine Wahrscheinlichkeitshypothese. Die Rolle, welche magmatische Differentiation, Kristallisationsdifferentiation, magmatische Mischung, Assimilation und andere mögliche Vorgänge bei der Bildung der Eruptivgesteine spielen, ist noch ganz unsicher und wird von verschiedenen Autoren auch sehr verschieden eingeschätzt. Selbst wenn über derartige Fragen in ihrer Allgemeinheit mehr Klarheit und Übereinstimmung erzielt sein wird, muß über die Bedeutung solcher Vorgänge in jedem konkreten Falle noch entschieden werden. So kann eine natürliche Einteilung der Eruptivgesteine nur dadurch angestrebt werden, daß man ihr die wesentlichen Eigenschaften eines jeden Gesteins, wenn auch nicht als koordinierte Faktoren zugrunde legt, nämlich: Geologische Stellung, Struktur, Mineralbestand und chemische Zusammensetzung.

In dem „Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine" ist der chemische Faktor behandelt worden; in vorliegender Arbeit geschieht dies aus verschiedenen Gründen nochmals und in gleichsam erweiterter zweiter Auflage. Früher wurden die Gesteinsfamilien getrennt behandelt und für jede, unabhängig von anderen, chemische Typen aufgestellt. Nun ist aber die chemische ebenso wie die mineralogische Zusammensetzung der Eruptivgesteine innerhalb eines begrenzten Rahmens in gewissem Sinne eine fließende. Alkali- und Alkalikalkgesteine sind durch alle Übergänge verbunden. Zwischen Graniten und Quarzdioriten, Syeniten und Dioriten, Gabbros und Essexiten, Plagioklasbasalten, Trachy-

doleriten, Tephriten und Basaniten usf., lassen sich scharfe Grenzen nicht ziehen. Aufgabe einer natürlichen Klassifikation ist es auch, diese Beziehungen zum Ausdruck zu bringen und dies geschieht am besten an der Hand der Bauschanalyse. Es ist vorauszusehen, daß bei einer einheitlich und systematisch durchgeführten Zusammenfassung von Einzelanalysen zu Typen das ganze Analysenmaterial in wenige Typengruppen geordnet werden kann, innerhalb deren zwei oder mehrere Gesteinsfamilien durch Übergangstypen verbunden sind. Durch die Zugehörigkeit zu einem solchen Übergangstypus ist die Stellung eines Gesteins auf der Grenze zweier Familien ersichtlich. Andererseits soll der chemische Gegensatz zwischen starken Alkaligesteinen und Alkalikalkgesteinen in ihren extremen Gliedern besser hervorgehoben werden als dies früher geschah. An der alten Nomenklatur wird dadurch nichts geändert. Es bleibt jedem Autor unbenommen, aus Gründen der mineralogischen Zusammensetzung oder Paragenese den Gesteinsnamen zu wählen, durch den in Verbindung mit dem chemischen Typus das Gestein charakterisiert ist. Ein Blick auf die Tabellen I—VII zeigt, daß das Ganze gegen früher wesentlich an Kürze und Übersichtlichkeit gewonnen hat; noch mehr wird dies bei Ergußgesteinen der Fall sein.

Einen weiteren Fortschritt in dem Streben nach einer natürlichen Klassifikation sieht Verf. in der Einführung der topischen Parameter, die für die Typenmittel angegeben und graphisch dargestellt sind.

Endlich ist das Analysenmaterial sorgfältiger ausgewählt und trotzdem bedeutend vermehrt worden, viele ältere und unzuverlässige Analysen sind durch neuere und vollständigere ersetzt. In dem vorliegenden I. Teil dieser Arbeit, die nur Tiefengesteine behandelt, sind für die Typenaufstellung 725 Analysen benutzt, gegenüber 207 früher.

Die Klassifikation beruht, wie früher, auf einer Zusammenfassung der Molekularprozente zu s und den Atomgruppen A, C und F. Zum Zweck der Darstellung in einer Dreiecksprojektion ist das A C F-Verhältnis auf die Summe 30 (früher 20) abgerundet, damit die mittlere Zusammensetzung der festen Erdkruste die einfachen topischen Parameter 10 erhält. Die Berechnung von A C F und der Gesteinsformel ist für besondere Fälle an Beispielen erläutert, zunächst die Behandlung der Nebensäuren P_2O_5, Cl, SO_4 und CO_2. Der P_2O_5-Gehalt ist stets auf Mol.-% mitberechnet, aber nicht in s einbezogen worden. Sein aus den vorliegenden Bestimmungen abgeleiteter Mittelwert ist bei jedem Typus gesondert angeführt, so daß man ein Bild von seiner Höhe bei verschiedenen Gesteinsfamilien erhält. Der Kalkgehalt des Apatits steckt, solange $Al_2O_3 <$ Alkalien + Kalk, in F; dies ist bei allen phosphorsäurereichen basischen Gesteinen der Fall. Bei sauren Gesteinen mit Tonerdeüberschuß ist die P_2O_5 in der Regel so klein, daß die in C enthaltene Ungenauigkeit von geringem Belang ist. Kleine Mengen von Cl, SO_4 und primärer CO_2 sind vor Aufstellung der Molekularquotienten weggelassen, bei größeren Beträgen hat es sich als zweckmäßig erwiesen, einen diesen Säuren entsprechenden Abzug an Alkalien zu machen, Sodalith, Hauyn und Cancrinit also als Nephelin in Rechnung zu ziehen.

Tabelle I. **Die Typengruppe der Granite und Quarzdiorite. (I. H.-G.)**

a =	c = 0—0,5	c = 1—2	c = 3—4	c = 5—6	c = 7 - 8	c = 9—10
27—25	1. Cape Ann $s_{82}a_{26}c_{0,5}f_{3,5}$					
24—22		4. Milford $s_{82,5}\ a_{24}\ c_2\ f_4$	10. Unterer Meineckenberg $s_{82,5}\ a_{23}\ c_{3,5}\ f_{3,5}$	16. Lier $s_{82,5}\ a_{23,5}\ c_5\ f_{1,5}$		
21—19	2. Quincy $s_{80}\ a_{20,5}\ c_0\ f_{9,5}$	5. Elk Peak $s_{81}\ a_{20,5}\ c_2\ f_{7,5}$	11. Big Timber Creek $s_{80,5}\ a_{20}\ c_{3,5}\ f_{6,5}$	17. Sogneskollen $s_{78}\ a_{19,5}\ c_5\ f_{5,5}$		
18—16	3. Drammen $s_{80}\ a_{18}\ c_{0,5}\ f_{11,5}$	6. Uthammar $s_{80}\ a_{17}\ c_2\ f_{11}$	12. Alby $s_{79}\ a_{17,5}\ c_{3,5}\ f_9$	18. Pelham $s_{80}\ a_{17,5}\ c_{5,5}\ f_7$	22. Mill Creek $s_{80}\ a_{18}\ c_7\ f_5$	
15—13		7. Klondyke $s_{76,5}\ a_{14}\ c_2\ f_{14}$	13. Rödklöv $s_{76,5}\ a_{14}\ c_{3,5}\ f_{12,5}$	19. Huy x-burger Häu $s_{76}\ a_{14}\ c_{5,5}\ f_{10,5}$	23. Bremanger $s_{76,5}\ a_{14,5}\ c_{7,5}\ f_8$	26. Bald Mt. $s_{76,5}\ a_{14}\ c_9\ f_7$
12—10		8. Svartbergs-viken $s_{75}\ a_{11}\ c_2\ f_{17}$	14. Knudsbakke $s_{73}\ a_{11}\ c_4\ f_{15}$	20. Lana $s_{74}\ a_{11,5}\ c_{5,5}\ f_{13}$	24. Doberschütz $s_{73}\ a_{11}\ c_{7,5}\ f_{11,5}$	
9— 7		9. Reichenstein $s_{69}\ a_8\ c_2\ f_{20}$	15. Haut du Faîte $s_{69}\ a_{8,5}\ c_{4,5}\ f_{17}$	21. Mt. Stuart $s_{70}\ a_{8,5}\ c_6\ f_{15,5}$	25. Vaskö $s_{71}\ a_9\ c_{7,5}\ f_{13,5}$	27. Chowchilla $s_{69,5}\ a_{7,5}\ c_{9,5}\ f_{13}$

Tabelle II. **Die Typengruppe der quarzführenden u. quarzfreien Syenite**

a =	c = 0—0,5	c = 1—2	c = 3—4	c = 5—6
24—22	28. Jonsskardelv $s_{74}\,a_{22}\,c_0\,f_8$	33. Broängen $s_{72}\,a_{24}\,c_{2,5}\,f_{3,5}$		
21—19	29. Tonsenås $s_{72,5}\,a_{20,5}\,c_0\,f_{9,5}$	34. Salem neck $s_{72,5}\,a_{20}\,c_{1,5}\,f_{8,5}$	40. Highwood Peak $s_{73}\,a_{19}\,c_{3,5}\,f_{7,5}$	
18—16	30. Seglinge $s_{70}\,a_{17}\,c_0\,f_{13}$	35. Roßland $s_{69,5}\,a_{17,5}\,c_{1,5}\,f_{11}$	41. Ullernäs $s_{69,5}\,a_{16,5}\,c_4\,f_{9,5}$	47. Loon Lake $s_{69,5}\,a_{16,5}\,c_5\,f_{8,5}$
15—13	31. Cabo Frio $s_{68}\,a_{14,5}\,c_0\,f_{15,5}$	36. Bradyville $s_{66,5}\,a_{14}\,c_2\,f_{14}$	42. Mt. Johnson $s_{67,5}\,a_{14}\,c_4\,f_{12}$	48. Tupper Lake $s_{67}\,a_{13}\,c_6\,f_{11}$
12—10	32. Peninsula $s_{66,5}\,a_{11,5}\,c_0\,f_{18,5}$	37. Piz Ginf $s_{66,5}\,a_{11}\,c_2\,f_{17}$	43. Planenscher Grund $s_{66,5}\,a_{11}\,c_4\,f_{15}$	49. Mt. Ascutney $s_{66,5}\,a_{11,5}\,c_6\,f_{12,5}$
9— 7		38. Tábor $s_{64,5}\,a_{8,5}\,c_{1,5}\,f_{20}$	44. Bingham $s_{64}\,a_{8,5}\,c_4\,f_{17,5}$	50. Csiklovabanya $s_{64,5}\,a_8\,c_6\,f_{16}$
6— 5		39. Mulatto $s_{59}\,a_{6,5}\,c_{2,5}\,f_{21}$	45. Montrose Point $s_{60}\,a_{5,5}\,c_4\,f_{20,5}$	51. Gröba $s_{60,5}\,a_{5,5}\,c_6\,f_{18,5}$
4— 3			46. Garabal Hill $s_{57,5}\,a_4\,c_4\,f_{22}$	52. Hippeln $s_{58}\,a_4\,c_{5,5}\,f_{20,5}$

u. Diorite (mit Übergängen zu Gabbros u. Anorthositen. (II. H.-Gr.)

c = 7—8	c = 9—10	c = 11—12	c = 13—14	a =
				24—22
				21—19
				18—16
53. Tönsberg $s_{66}\ a_{13}\ c_{7}\ f_{10}$				15—13
54. Frederiksvärn $s_{65,5}\ a_{12,5}\ c_{8}\ f_{9,5}$				12—10
55. Bodega $s_{64,5}\ a_{7,5}\ c_{7,5}\ f_{15}$				9— 7
56. Red Mt. $s_{61,5}\ a_{6}\ c_{7,5}\ f_{16,5}$	58. Rekefjord $s_{61,5}\ a_{5,5}\ c_{9}\ f_{15,5}$	60. Whiteface $s_{60,5}\ a_{6}\ c_{11,5}\ f_{12,5}$		6— 5
57. Stony Mt. $s_{58}\ a_{4}\ c_{7,5}\ f_{18,5}$	59. Neurode $s_{58}\ a_{4,5}\ c_{9,5}\ f_{16}$		61. Oberkainsbach $s_{57}\ a_{4}\ c_{13}\ f_{13}$	4— 3

Tabelle III. **Die Typengruppen der Essexite, Gabbros, Pyroxenite**

a =	c = 0—0,5	c = 1—2	c = 3—4	c = 5—6
12—10	62. Kringlerne $s_{60}\,a_{11}\,c_0\,f_{19}$	67. Palisade Butte $s_{61}\,a_{11,5}\,c_2\,f_{16,5}$	73. Nosy Komba $s_{60}\,a_{11}\,c_4\,f_{15}$	79. Pic Maros $s_{60}\,a_{10,5}\,c_5\,f_{14,5}$
9—7	63. Lysebö-fjord $s_{57}\,a_{9,5}\,c_0\,f_{20,5}$	68. Großpriesen $s_{56,5}\,a_{7,5}\,c_{2,5}\,f_{20}$	74. Rongstock $s_{56,5}\,a_8\,c_{3,5}\,f_{18,5}$	80. Jangoa $s_{56,5}\,a_8\,c_{5,5}\,f_{16,5}$
6—5	64. Shonkin Sag $s_{53,5}\,a_6\,c_{0,5}\,f_{23,5}$	69. Davis Creek $s_{55,5}\,a_6\,c_{1,5}\,f_{22,5}$	75. Dignaes $s_{55}\,a_6\,c_4\,f_{20}$	81. Alemania $s_{54}\,a_{5,5}\,c_{5,5}\,f_{19}$
4—3	65. Beaver Creek $s_{52,5}\,a_{4,5}\,c_0\,f_{25,5}$	70. Yogo Peak $s_{51}\,a_{3,5}\,c_2\,f_{24,5}$	76. Gerstenberg $s_{52,5}\,a_{3,5}\,c_4\,f_{22,5}$	82. Malgola $s_{52,5}\,a_4\,c_{5,5}\,f_{20,5}$
2—1		71. Brandberget $s_{50,5}\,a_{1,5}\,c_2\,f_{26,5}$	77. Emerald mine $s_{50}\,a_2\,c_{3,5}\,f_{24,5}$	83. Kunstmannsthal $s_{50,5}\,a_2\,c_6\,f_{22}$
0.5—0	66. Webster $s_{49}\,a_0\,c_{0,5}\,f_{29,5}$	72. Radauthal $s_{48}\,a_{0,5}\,c_{1,5}\,f_{28}$	78. Orange Grove $s_{47,5}\,a_{0,5}\,c_{3,5}\,f_{26}$	

und Peridotite. a) Saure Gruppe. (III. H.-Gr.)

c = 7—8	c = 9—10	c = 11—12	c = 13—14	a =
84. St. Hilaire $s_{58,5}\ a_{10}\ c_8\ f_{12}$				12—10
				9—7
85. Wallbach $s_{53}\ a_5\ c_7\ f_{18}$				6—5
86. Leprese $s_{53,5}\ a_{3,5}\ c_{7.5}\ f_{19}$		90. Richterhof $s_{53,5}\ a_{3,5}\ c_{11}\ f_{15,5}$		4—3
87. Baste $s_{50,5}\ a_2\ c_{7,5}\ f_{20,5}$	89. Birch Lake $s_{51,5}\ a_2\ c_{9,5}\ f_{18,5}$	91. Phoenix Reservoir $s_{51}\ a_{1,5}\ c_{11}\ f_{17,5}$	92. Ransko $s_{51,5}\ a_{1,5}\ c_{13}\ f_{15,5}$	2—1
88. Wetheredville $s_{47}\ a_{0,5}\ c_8\ f_{21,5}$				0,5—0

Tabelle IV. **Die Typengruppen der Essexite, Gabbros, Pyroxenite und Peridotite. b) Intermediäre Gruppe (I. N.-Gr.)**

a =	c = 0—0,5	c = 1—2	c = 3—4	c = 5—6	c = 7—8
2—1	93. Narsak $s_{44}\ a_2\ c_0\ f_{28}$	95. Yamaska $s_{45}\ a_1\ c_2\ f_{27}$	97. Schöllschitz $s_{46}\ a_2\ c_{3,5}\ f_{24,5}$	98. Escourgeat $s_{44,5}\ a_1\ c_6\ f_{23}$	100. Rougemont $s_{44}\ a_1\ c_{7,5}\ f_{21,5}$
0,5—0	94. Zakharowka $s_{42,5}\ a_0\ c_{0,5}\ f_{29,5}$	96. Koswinsky $s_{42}\ a_{0,5}\ c_{1,5}\ f_{28}$		99. Lherz $s_{42}\ a_{0,5}\ c_5\ f_{24,5}$	

c) Basische Gruppe. (II. N.-Gr.)

a =	c = 0—0,5	c = 1—2	c = 3—4	c = 5—6	
2—1		102. Kaltes Tal $s_{41}\ a_{1,5}\ c_1\ f_{27,5}$	104. Tswettli-bor $s_{39}\ a_{1,5}\ c_{3,5}\ f_{25}$		
0,5—0	101. Dun Mts. $s_{35,5}\ a_0\ c_0\ f_{30}$	103. Gorduno $s_{38}\ a_{0,5}\ c_1\ f_{28,5}$	105. Avezac-Prat $s_{37,5}\ a_{0,5}\ c_{3,5}\ f_{26}$	106. Ostraïa-Sopka $s_{37,5}\ a_{0,5}\ c_6\ f_{23,5}$	

Tabelle V. **Die Typengruppe der Nephelinsyenite. (III. N.-Gr.)**

a =	c = 0—0,5	c = 1—2	c = 3—4
27—25	107. Mariupol $s_{67,5}\, a_{26,5}\, c_0\, f_{3,5}$		
24—22	108. Kangerdluarsuk $s_{66}\, a_{23,5}\, c_0\, f_{6,5}$	111. Tamara $s_{68}\, a_{23}\, c_2\, f_5$	
21—19	109. Pollen $s_{65,5}\, a_{20}\, c_0\, f_{10}$	112. Fotaba $s_{65,5}\, a_{20,5}\, c_{1,5}\, f_8$	115. Pic de Maros $s_{66}\, a_{21}\, c_3\, f_6$
18—16	110. Pilandsberg $s_{63,5}\, a_{17,5}\, c_{0,5}\, f_{12}$	113. Poutelitschorr $s_{65}\, a_{17,5}\, c_2\, f_{10,5}$	116. Bratholmen $s_{65}\, a_{17,5}\, c_3\, f_{9,5}$
15—13		114. Löve $s_{63}\, a_{14}\, c_2\, f_{14}$	

Die Typengruppe der Theralithe und der Shonkinite. (IV. N.-Gr.)

a =	c = 0—0,5	c = 1—2	c = 3—4
12—10	117. Magnet Cove $s_{52,5}\, a_{11,5}\, c_{0,5}\, f_{18}$		
9— 7	118. Katzenbuckel $s_{50,5}\, a_{7,5}\, c_0\, f_{22,5}$		120. Sägen $s_{51,5}\, a_7\, c_{3,5}\, f_{19,5}$
6— 5		119. Flurhübl $s_{49}\, a_6\, c_1\, f_{23}$	121. Gordons Butte $s_{50}\, a_{5,5}\, c_{3,5}\, f_{21}$

Tabelle VI. **Die Typengruppen der feldspatfreien starken Alkaligesteine. (V. N.-Gr.)**

a) Nephelingesteine.

a =	c = 0—0,5	c = 1—2	c = 3—4
27—25	122. Lujavr Urt $s_{54,5}\ a_{25,5}\ c_0\ f_{4,5}$		
24—22		125. Craigmont $s_{51}\ a_{23,5}\ c_1\ f_{5,5}$	
21—19			
18—16	123. Iivaara I $s_{50,5}\ a_{18}\ c_0\ f_{12}$		
15—13			
12—10	124. Iivaara II $s_{49,5}\ a_{10,5}\ c_{0,5}\ f_{19}$		
9—7			
6—5		126. Ice River $s_{46}\ a_{5,5}\ c_2\ f_{22,5}$	
4—3		127. North Beaver Creek $s_{45}\ a_{4,5}\ c_1\ f_{24,5}$	128. Bekinkina $s_{46,5}\ a_3\ c_{3,5}\ f_{23,5}$

b) Leucitgesteine.

a =	c = 1—2
9—7	129. Arnoux $s_{58}\ a_7\ c_1\ f_{22}$
6—5	
4—3	130. Shonkin Creek $s_{48}\ a_3\ c_1\ f_{26}$

c) Hornblendite.

a =	c = 0—0,5
6—5	131. Alter Pedroso $s_{58}\ a_{6,5}\ c_0\ f_{23,5}$

Tabelle VII. **Die Typengruppe der Anorthosite. (VI. N.-Gr.)**

a =	c = 9—10	c = 11—12	c = 13—14	c = 15—16	c = 17—18	c = 19—20	c = 21 – 22
15—13	132. Presten $s_{72}\ a_{15}\ c_9\ f_6$						
12—10				135. Fosse $s_{65}\ a_{11}\ c_{15,5}\ f_{3,5}$	138. Rawdon $s_{63,5}\ a_{11,5}\ c_{17}\ f_{1,5}$		
9—7				136. Ekersund $s_{56,5}\ a_{7,5}\ c_{15,5}\ f_7$	139. Nain $s_{61}\ a_8\ c_{17,5}\ f_{4,5}$	141. Carlton Peak $s_{57,5}\ a_7\ c_{19,5}\ f_{3,5}$	
6—5			133. Altona $s_{58,5}\ a_{5,5}\ c_{13,5}\ f_{11}$				
4—3			134. Espedalen $s_{57,5}\ a_{3,5}\ c_{14}\ f_{12,5}$				143. Beaver Bay $s_{54,5}\ a_{3,5}\ c_{21,5}\ f_5$
2—1				137. Sopot $s_{49,5}\ a_{1,5}\ c_{16}\ f_{12,5}$	140. Seine River $s_{51,5}\ a_{2,5}\ c_{18}\ f_{9,5}$	142. Burnt Head $s_{52}\ a_2\ c_{19,5}\ f_{8,5}$	

Bei der Berechnung von ACF kommen 4 Fälle in Betracht:

1. Al_2O_3 $\begin{matrix} > \text{Alkalien} \\ < \text{Alkalien} + \text{Kalk} \end{matrix}$ 2. $Al_2O_3 > \text{Alkalien} + \text{Kalk}$

3. Alkalien $\begin{matrix} > Al_2O_3 \\ < Al_2O_3 + Fe_2O_3 \end{matrix}$ 4. Alkalien $> Al_2O_3 + Fe_2O_3$

Nur der zweite und vierte Fall bedürfen einer weiteren Erläuterung. Ein Tonerdeüberschuß T über Alkalien + Kalk kann seinen Grund haben: 1. in Fehlern der Analyse („analytische Übersättigung") durch zu hohe Tonerdebestimmung oder unrichtige Alkalien, letzteres besonders auch, wenn die Alkalientrennung mangelhaft ist und K_2O auf Kosten von Na_2O zu hoch gefunden wurde; 2. auf Unfrische des analysierten Materiales („sekundäre Übersättigung"); 3. auf eine Übersättigung des Magmas („primäre Übersättigung"). Letztere wieder kann eine normale oder z. B. durch Resorption tonerdereicher Einschlüsse oder pneumatolytische Nachwirkungen hervorgerufene anormale sein. Nicht selten kommen mehrere solcher Fälle zusammen und der Anteil, den jeder an T hat, läßt sich selbst mit Hilfe des mikroskopischen Bildes nur schwer abschätzen. Als zweckmäßige Berechnungsmethoden solcher mit T behafteter Analysen haben sich die folgenden ergeben:

1. Bleibt der Tonerdeüberschuß unter 0,5 Mol.-%, so wird er vernachlässigt, d. h. A und C aus Alkalien und Kalk der Bauschanalyse berechnet.
2. Übersteigt er 0,5 Mol.-% und ist
   a) primärer Muscovit vorhanden, so wird er durch Einführung von H_2O zu den Alkalien kompensiert resp. die Höhe der Kompensation wird nach Muscovitgehalt und Erhaltungszustand des Gesteins bemessen.
   b) Fehlt primärer Muscovit, so vernachlässigt man T entweder ebenfalls ganz oder zur Hälfte unter gleichzeitiger Kompensation der anderen Hälfte durch Alkalien.
   c) Bei sehr basischen und spinellführenden Gesteinen wird eine Atomgruppe $MgOAl_2O_3$ in der Höhe von T zu C zugerechnet.

Zur Typenaufstellung sind in vorliegender Arbeit nur Analysen benützt worden, deren Tonerdeüberschuß 0,5 Mol.-% nicht übersteigt.

Ein Alkaliüberschuß über $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ findet sich nur bei sauren und mittelsauren starken Alkaligesteinen, besonders bei Pantelleriten, für die er z. T. geradezu charakteristisch ist, ferner bei manchen Graniten, Syeniten, Nephelinsyeniten und lamprophyrischen Ergußgesteinen. Bewegt sich dieser Überschuß in mäßigen Grenzen, etwa unter 0,5 Mol.-%, so kann er ohne wesentlichen Einfluß auf die Gesteinsformel vernachlässigt werden, bei höherem Betrag erfordert er eine besondere Berechnungsmethode. Ist er, wie das mikroskopische Bild und der Gehalt der Bauschanalyse an Cl, SO_4 oder CO_2 zeigen, an das reichliche Auftreten von Sodalith, Hauyn oder Cancrinit gebunden, so wird wie oben angegeben verfahren, d. h. diese Mineralien als Nephelin in Rechnung gezogen. In anderen Fällen

steckt der Alkaliüberschuß in Gliedern der Amphibolreihe wie in Arfvedsonit, Ainigmatit, Katophorit, Anophorit u. a.; in manchen Nephelinsyeniten Kolas und Grönlands kommen mehrere solche Alkaliamphibole zusammen vor. Über die Konstitution dieser Mineralien gehen die Ansichten weit auseinander, etwas Sicheres ist, wie auch die jüngste zusammenfassende Darstellung in DOELTER's Mineralchemie wieder zur Genüge zeigt, nicht bekannt. Als zweckmäßig hat es sich hier erwiesen, den Überschuß von Alkalien über $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ in einer Atomgruppe $2(Na\,K)_2O\,2FeO$ resp. $2(Na\,K)_2O\,2\overset{II}{R}O$ zu binden und diese mit A zu vereinigen. Bei der Annahme dieser dem Ägirinmolekül analog zusammengesetzten Atomgruppe läßt sich auch der Alkaliüberschuß eudialytreicher Nephelinsyenite den natürlichen Verhältnissen entsprechend unterbringen.

Bei der Zusammenfassung von Einzelanalysen zu Mittelwerten, also der Aufstellung von Typen, wurde daran festgehalten, daß es sich um eine allgemeine Klassifikation handelt und eine sehr weitgehende Spaltung in Typen zu vermeiden ist. Chemische Unterschiede, wie sie die als Beispiel angeführten und jedenfalls sehr zuverlässigen Analysen WASHINGTON's und NACKEN's für den Syenit des Plauenschen Grundes geben, finden sich wohl in jedem Gesteinskörper und selbst in anscheinend gleichartigen Handstücken aus einem größeren Steinbruch. Jedenfalls sollte die Zusammenfassung zu Mittelwerten so gewählt werden, daß Differenzen dieser Größenordnung die Grenzen, die einem Typus in bezug auf s, a, c und f eingeräumt werden, nicht überschreiten. Ferner wurde dem Umstand Rechnung getragen, daß bei der Abrundung auf a c f die Werte von A C F bei kieselsäurereichen Gesteinen vervielfacht, bei basischen dagegen z. T. bedeutend reduziert werden müssen. Unter diesen Gesichtspunkten hat sich als zweckmäßigstes Schema der Zusammenfassung das Folgende ergeben: Innerhalb des Intervalles von a_{30} bis a_7 sind immer drei, von a_6 bis a_1 zwei ganze Einheiten von a zu einem Typus zusammengefaßt, von c, das geringeren Schwankungen unterworfen ist, immer zwei ganze Einheiten. Außerdem sind auch Analysen mit a_0 bis $a_{0,5}$ und c_0 bis $c_{0,5}$ zu Typen vereinigt, in ersteres Intervall fallen Pyroxenite, Peridotite und Gesteine mit sehr basischen Feldspäten, in letzteres alle stärkeren Alkaligesteine mit Alkalien $>$ Tonerde. In bezug auf s ist bei einem Typus über einen Spielraum von 5—6 Einheiten nur in wenigen Ausnahmen hinausgegangen worden. Ist sonach die Analysenzusammenfassung in bezug auf a c f eine vorausbestimmte, gewissermaßen künstliche, so ist dies für s nicht der Fall. Wenn man sämtliche Gesteine mit gleichem a c f nach zugehörigem s ordnet, findet man, daß letzteres sich um gewisse Kulminationspunkte schart, die dann in natürlicher Weise den Typen zugrunde gelegt werden. Die Typenmittel repräsentieren demnach Kulminationswerte der Zusammensetzung, solange die Auswahl der Analysen einer Willkür nicht unterliegt. Hier wurde diese Auswahl lediglich nach Güte und Vollständigkeit getroffen, nur bei wenig verbreiteten Gesteinsfamilien sind auch nicht ganz vollwertige Analysen mitbenutzt.

Um die Dichte der Typenbesetzung auch in den Tabellen zum Ausdruck zu bringen, wurde nach folgendem Prinzip verfahren: Die Anzahl der Vertreter, welche auf einen Typus innerhalb einer Typengruppe fallen, ist im allgemeinen proportional der Gesamtanalysenzahl in letzterer und umgekehrt proportional der Zahl ihrer Typen. Die Namen der Typen, auf welche mehr als diesem Quotienten q entsprechende Vertreter fallen, sind einfach, solche mit mehr als 2 q doppelt unterstrichen, solche mit nur einem Repräsentanten klein gedruckt. Man erhält so ein Bild von der relativen Bedeutung der Typen und kann die unterstrichenen als starke, die übrigen als schwache bezeichnen.

Nach dem so festgelegten Klassifikationsschema sind für die Tiefengesteine 143 Typen aufgestellt und nach dem Zusammenhang von s und a c f in 9 Gruppen geordnet. Die drei ersten kann man Hauptgruppen (H.-Gr.) nennen, ihnen gehört die große Mehrzahl der Tiefengesteine nach Masse und Verbreitung an, ihre Typenfelder auf Tabelle I—III zeichnen sich durch Größe und Lückenlosigkeit aus. Atlantische und pazifische Sippe wie verschiedene Gesteinsfamilien sind in ihnen durch Übergänge verknüpft. Im Gegensatz zu ihnen tragen die folgenden sechs kleinen Nebengruppen (N.-Gr.) einen einseitigen Sippencharakter, ihre Typenfelder sind, wie besonders die der feldspatfreien starken Alkaligesteine und der Anorthosite noch recht lückenhaft. Offenbar sind die Bildungsbedingungen für Magmen ihrer Zusammensetzung eng begrenzt. Sehr gering ist die Zahl der berechneten Analysen, welche sich nicht in die aufgestellten Typen einreihen lassen. Bei dem relativ großen Spielraum, welcher dem einem a c f-Verhältnis zugeteilten s eingeräumt wird, ist dies nicht befremdlich, andererseits läßt sich vermuten, daß stärkere Abweichungen von den Typenmitteln in der Auswahl des analysierten Materials oder der Analyse selbst begründet sind. Solche Abweichungen fallen in erster Linie auf bei Graniten, wenn s bedeutend höher liegt, als nach Tabelle I zu erwarten ist. Derartige Granite sind als „anomale" bezeichnet. Durch Holmquist's eingehende Untersuchungen der schwedischen Granite sind mehrere solche Gesteine bekannt. Von dem Upsalagranit sagt dieser Autor: „Der Upsalagranit muß nach seiner Acidität als ein außerordentlich saurer Granit bezeichnet werden, andererseits ist die Benennung „basischer Granit" von diesem Gestein allgemein gebraucht und wegen der erheblichen Mengen dunkler Minerale und des Kalkgehaltes seiner Plagioklase auch einigermaßen berechtigt." Nach neueren Analysen von Mauzelius ergibt sich für zwei Varietäten dieses Gesteines:

s	a	c	f	k
75,51	7,5	6,5	16	1,83
76,13	6,5	7	16,5	1,98

Nach Tabelle I sollte man s in der Höhe von 65—70 und k von 1,3—1,4 erwarten. Für den Salagranit von Kifsta mit 75,72 % SiO_2 (Analyse von Mauzelius) ist s = 81,45, a = 11,5, c = 6, f = 12,5, k = 2,24. Von dem ebenfalls „ultrasauren" Älögranit aus Småland berichtet Holm-

	Gesteine	Grenzwerte von			
		s	a	k	SiO_2
I. H.-Gr. Tabelle I	Granite und Quarzdiorite	82,5—69	26—7	1,8—1,2	>63 %
II. H.-Gr. Tabelle II	Syenite und Diorite (quarzführend und quarzfrei)	74—57	24—3	1,1—0,9	65—51 %
III. H.-Gr. Tabelle III	Essexite und Gabbros (inkl. olivinfreie und erzarme Pyroxenite)	60—47	12—0	0,9—0,7	53—46 %
I. N.-Gr. Tabelle IV	Femische Essexite und Gabbros, Hornblendite und Pyroxenite	46—42	2—0	0,7—0,6	44—42 %
II. N.-Gr. Tabelle IV	Dunite, Peridotite und basische Hornblendite	41—36	2—0	0,6—0,5	40—35 %
III. N.-Gr. Tabelle V	Nephelinsyenite	67—63	26—13	0,8—0,7	59—54 %
IV. N.-Gr. Tabelle V	Theralithe und nephelinreiche Shonkinite	53—49	12—5	0,65—0,5	46—43 %
V. N.-Gr. Tabelle VI	Feldspatfreie starke Alkaligesteine	58—46	26—3	0,86—0,39	50—39 %
VI. N.-Gr. Tabelle VII	Anorthosite	65—50	11—1,5	1,0—0,9	57—44 %

QUIST, daß sein Quarzreichtum „zweifelsohne von einer magmatischen Assimilation beim Durchbruch des Westerwickquarzites bedingt wird". Die Analyse einer Varietät von Stora Bergön mit 81,17 % SiO_2 (Analytiker SANTESSON) ergibt: s = 85.78, a = 13.5, c = 3, f = 13,5, k = 2,77. Auch das granitische Gestein, das sich nach DALY aus dem Gabbro des Moyie Sill (Canada) durch Assimilation von Quarzit entwickelt, gehört hierher. Für eine 12 m vom Kontakt geschlagene Varietät ergibt die Analyse DITTRICH's:

s = 79,66 a = 9 c = 6 f = 15 k = 2,17.

Demnach findet wenigstens für einen Teil dieser „anomalen" Granite die Abweichung von den Typenwerten ihre Erklärung.

Die vorstehende Tabelle gibt eine Übersicht der Typengruppen mit einigen zugehörigen Daten in ihren Grenzwerten.

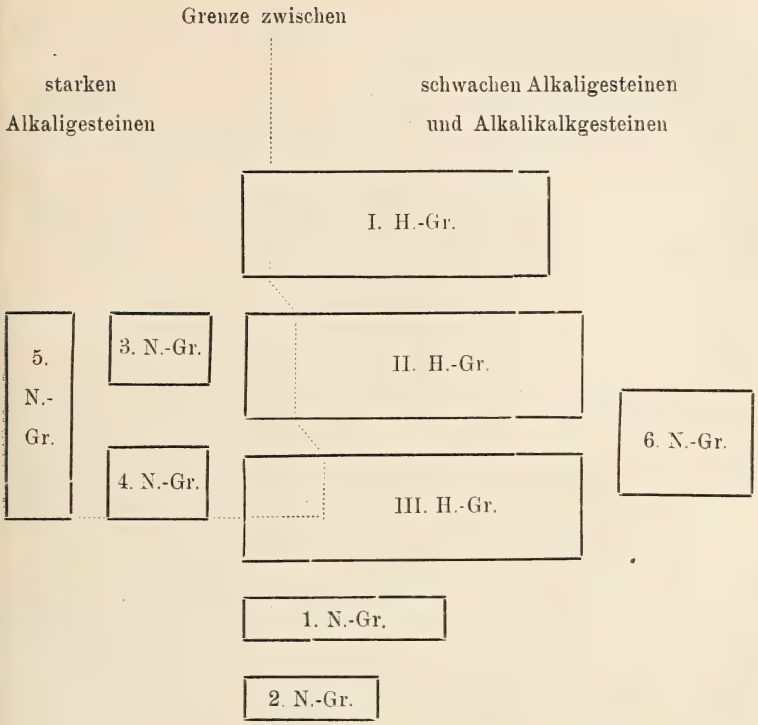
Die drei Hauptgruppen decken sich demnach nach mittlerem Kieselsäuregehalt mit sauren, neutralen und basischen Eruptivgesteinen, nach ROSENBUSCH haben saure Magmen über 65 %, neutrale zwischen 64 und 52 %, basische unter 52 % SiO_2. Die 1. und 2. Nebengruppe und die sich an diese anschließenden magmatischen Erzgesteine sind femische, basische und ultrabasische Ausläufer der 3. Hauptgruppe, vorwiegend in der Alkalikalkreihe. Die 3. Nebengruppe ist eine basische Seitengruppe der 2. Hauptgruppe, die 4. Nebengruppe eine solche der 3. Hauptgruppe, beide innerhalb der Alkalireihe. Die 5. Nebengruppe trägt in ihren extremen Gliedern mineralogisch sehr verschiedenen Charakter und kann allgemein nur als eine der 3. und 4. Nebengruppe sich anschließende weitere basische Seitengruppe aufgefaßt werden. In einem gewissen polaren Gegensatz zu der 3., 4. und 5. Nebengruppe steht die 6., die sich der 2. und 3. Hauptgruppe innerhalb der Alkalikalkreihe anschließt. Schematisch lassen sich diese Beziehungen in folgender Weise darstellen (s. p. - 61 -).

Die hier beigegebenen Tabellen I – VII sind etwas gekürzt, die im Original jedem Typus beigefügten Mittelwerte von n, k, SiO_2 und P_2O_5 (letztere in Mol.-%) sind weggelassen. Aus diesen Tabellen läßt sich folgendes ersehen:

Die Typenfelder, besonders ausgeprägt bei den zwei ersten Hauptgruppen, erstrecken sich in ihrer Hauptausdehnung von links oben nach rechts unten, d. h. innerhalb einer Gruppe wächst im allgemeinen c mit abnehmendem a.

Typen mit nur einem Repräsentanten liegen, wie auch zu erwarten ist, peripherisch, vertreterreiche unterstrichene Typen dagegen zentral. Bei letzteren findet ebenfalls eine Verschiebung von links oben nach rechts unten statt.

Wie schon hervorgehoben, wäre es unnatürlich, wenn man innerhalb einer Typengruppe scharfe Grenzen zwischen Sippen und Gesteinsfamilien an der Hand eines chemischen Bestandteiles, z. B. der Kieselsäure oder selbst einer bestimmten Typenformel ziehen wollte. Dagegen ist es zweckmäßig, die Übergangstypen hervorzuheben und in diesem Sinne sind die in den Tabellen dick ausgezogenen Linien aufzufassen. Links der Linie, welche auf Tabelle I die erste Vertikalreihe von der zweiten scheidet, liegen



nur starke Alkaligranite mit dunklen Feldspatvertretern (Agirin, Riebeckit, Arfvedsonit). Rechts dieser Linie finden durch schwache Alkaligranite die Übergänge zu Alkalikalkgraniten statt. Längs der zweiten dicken Grenzlinie vollziehen sich die Übergänge zwischen Alkalikalkgraniten und Quarzdioriten; letztere nehmen den rechten unteren Teil des Typenfeldes ein. Die stark besetzten Typen bilden zwei Gruppen, eine innerhalb der Alkalikalkgranite (Elk Peak, Big Timber Creek und Alby) und eine zweite auf der Grenze der Granit- und Quarzdioritfamilie, der Tonalite und Granodiorite angehören. In der zweiten Hauptgruppe (Tabelle II) liegen links oben starke Alkalisyenite, an sie schließen sich Alkalikalksyenite, dann quarzarme und quarzfreie Diorite an. In der rechten unteren Ecke, in den Typen Whiteface, Neurode und Oberkainsbach, sind einige saure anorthositische Gabbros untergebracht. Den linken oberen Teil von Tabelle III bilden Essexittypen, den rechten unteren die Gabbrotypen mit Ausläufern nach der Anorthositfamilie. Die beiden Typen Webster und Radauthal links unten enthalten Pyroxenite, die erzarm sind und sich wesentlich aus rhombischen und tonerdearmen monoklinen Pyroxenen zusammensetzen. Auf Tabelle IV trennt eine starke Grenzlinie erzreichere und z. T. olivinführende feldspatfreie Gesteine links von basischen Essexiten, Gabbros und diesen chemisch nahestehenden Ariégiten rechts ab.

Ferner tritt in diesen Tabellen, wie auch schon in den früheren, unverkennbar hervor, daß innerhalb einer Typengruppe die Höhe von s ganz wesentlich eine Funktion von a ist; in den Horizontalreihen ist s nahezu konstant. Am wenigsten trifft dies zu bei den Nephelinsyeniten; hier sind in a wechselnde Mengen der kieselsäurereichen Alkalifeldspatmoleküle und des kieselsäurearmen Nephelinmoleküles enthalten. Bei den Anorthositen sind die Typen so schwach besetzt, daß ihre Mittelwerte noch recht unsicher sind. Andere Beziehungen sind aus der Originalarbeit zu ersehen. **Osann.**

L. V. **Pirsson**: Der Aufschwung der Petrologie als Wissenschaft. (Amer. Journ. of sc. (4.) **46**. 1918. 222—239.)

Verf. beschränkt sich im wesentlichen auf den Entwicklungsgang der Petrographie in Amerika. Der Einfluß der Cordier'schen Methoden der mechanischen Analyse und seiner sowie Cotta's Systematik beherrscht die Zeit vor der Einführung der mikroskopischen Methoden; die chemische Zusammensetzung der Gesteine wurde zuerst von Roth systematisch dargestellt. In Amerika war noch zu seiner Zeit indessen das Interesse an der Petrographie wenig lebendig.

Der eigentliche Hauptanstoß zum Aufschwung der Petrographie gab die Einführung des Mikroskops durch Sorby (1857) und die bahnbrechende Arbeit eines Rosenbusch und Zirkel (1873), Hand in Hand mit der Entwicklung der Dünnschliffpraxis (seit Nicol, 1828). Die ersten zwanzig Jahre nach dem Erscheinen der großen Handbücher Rosenbusch's und Zirkel's können als die Periode der mikroskopischen Petrographie bezeichnet werden; es stellte sich immer mehr das Bedürfnis nach einer genauen Festlegung der mikroskopisch-optischen Physiographie der Mineralien heraus, welche vor allem von den Genannten und Des Cloizeaux bearbeitet worden ist. In England hat besonders Teall bahnbrechend gewirkt, der bereits auf die physikalische Chemie als Hilfswissenschaft zur Klärung petrologisch-genetischer Fragen hinwies. In Amerika begannen Julien, C. E. Wright und E. S. Dana mit petrographischen Untersuchungen größeren Stiles in den 70er Jahren, besonders aber hat G. W. Hawes fördernd gearbeitet. Die 80er Jahre brachten eine gewaltige Zunahme der petrographischen Literatur, unter der besonders die Arbeiten von Brögger sich auszeichneten. In Amerika verdienen die Studien von Emerson über die Nephelinsyenite von Bremersville Beachtung, ferner die von W. Cross über Laven aus Colorado und pneumatolytische Mineralien in ihnen, endlich Arbeiten von Iddings, Williams, Diller und Irving.

In den 90er Jahren gewann man aus dem umfangreichen Erfahrungsmaterial die Einsicht, daß die Art des Auftretens der Gesteine keine zufällige sein könne, sondern gesetzmäßig und nach bestimmten Prinzipien mit allgemeinen Ursachen und deren Wirkungen im Zusammenhang stehen müsse. Es entwickelte sich die **Petrologie** aus der beschreibenden **Petrographie.** Während Zirkel in seinem Handbuche die Erfahrungen der petrographischen

Periode zum Abschluß brachte, gab Rosenbusch in der 2. Auflage seiner „Physiographie der massigen Gesteine“ zum erstenmal eine systematische Gliederung der magmatischen Gruppen nach chemischen Gesichtspunkten, und Iddings brachte das Prinzip der Differentiation klar zur Geltung. Die Verwandtschaftsbeziehungen der Alkaligesteine Südnorwegens führten auch Brögger zu den allgemeinen petrologischen Problemen der neuesten Zeit. Es bildete sich in Analogie zu dem Standpunkte der biologischen Wissenschaften die Anschauungsweise heraus, die Gesteine nach entwicklungsgeschichtlichen Prinzipien zu betrachten und zu erforschen. In Amerika wurden vor allem die Arbeiten von Bayley, Daly, Lane, Lindgren, Pirsson, Washington u. a. durch die Anregungen von seiten Rosenbusch's und Brögger's befruchtet; so entstanden die Arbeiten von Becher und Bowen über Differentiation, von Cross über die Klassifikation der Gesteine, von Daly über magmatische Intrusionen, von Wright über Schieferung etc. Zugleich vervollkommneten sich die mikroskopisch-optischen Hilfsmittel durch unzählige wichtige Neukonstruktionen und Verbesserungen an den Apparaten. Selbst auf dem Gebiete der kristallinen Schiefer wurden wichtige Fortschritte erzielt durch die Bemühungen eines Lossen, Barrois, Bonney, Teall, Lehmann, Becke, Irving, Williams und van Hise.

Den Anstoß zur Entwicklung der Gesteinsanalyse gab Roth durch sein berühmtes Tabellenwerk; insbesondere nach Begründung der Geologischen Landesanstalt der Vereinigten Staaten (1879) wurde unter F. W. Clarke's Leitung der Gesteinsanalyse alle Aufmerksamkeit zugewandt, besonders als W. F. Hillebrand genaue Methoden für diese ausgearbeitet hatte. Die wichtigen Tabellenwerke von Osann und Washington setzten den von Roth beschrittenen Weg zum Nutzen der chemischen Petrologie fort, und an die Stelle der Bischof'schen „Chemischen Geologie“ trat Clarke's Buch „Data of Geochemistry“.

Die experimentelle Erforschung der Petrogenesis wurde 1882 durch Fouqué und Michel-Lévy's Untersuchungen über die Mineral- und Gesteinssynthese eingeleitet. Die physikalische Chemie als Hilfswissenschaft der Petrologie wurde durch die Untersuchungen von Morozewicz, Doelter, Tammann, Meunier und Vogt auf die hier vorliegenden genetischen Probleme angewandt, aber erst nach Begründung des Geophysikalischen Laboratoriums der Carnegie-Institution trat unter Day's Leitung dieser neue Forschungszweig in seine heute verfolgten Laufbahnen. Durch Boeke's „Grundlagen der physikalisch-chemischen Petrographie“ ist uns hier ein generell orientierendes Handbuch gegeben. **W. Eitel.**

W. Cross: Über gewisse Gesichtspunkte in der petrographischen Klassifikation. (Amer. Journ. of sc. (4.) **39**. 1915. 657—661.)

Das quantitative Klassifikationssystem der Gesteine (CJPW-System nach den Urhebern kurz genannt) hat nach Daly (Ign. Rocks a. th. orig. 1914. p. 10, 11) den Nachteil, daß es bestimmte Gesteinstypen, welche

chemisch, mineralogisch und genetisch zusammengehören, auseinanderreißt, andere einander fernerstehende zusammenbringt. Dieser Nachteil haftet aber notwendigerweise einem jeden quantitativen System an; man wird auch niemals, wie dies Daly anstrebt, in einem vervollkommneten Rosenbusch'schen System alle Härten vermeiden können. Desgleichen hat Lindgren (Science. **41**. 1915. 166) dem CJPW-System den Vorwurf gemacht, es klassifiziere nur Analysen, nicht eigentlich Gesteine. Doch leistet ja gerade das CJPW-System, die Beziehungen zwischen der chemischen Zusammensetzung und der modalen Natur der Gesteine aus den Normen abzuleiten, bei welcher Gelegenheit man die Wirkung verschiedener physikalischer Zustände an den Abweichungen zwischen Norm und Modus erkennt.

W. Eitel.

R. A. Daly: Genesis of the Alkaline Rocks. (Journ. of Geol. **26**. 97—134. 1918.)

Die vielfach enge Verbindung alkalischer, durch Feldspatvertreter charakterisierter Magmen mit den sie an Menge ungeheuer übertreffenden subalkalischen (Alkali-Kalk-) Magmen, die ihrerseits durch Feldspate als wichtigsten Bestandteil charakterisiert sind, hatte bekanntlich im Jahre 1910 Verf. zu der Annahme geführt, die Alkalimagmen hätten sich aus Alkali-Kalk-Magmen unter Verhältnissen entwickelt, die keine vollständige Sättigung der Alkali-Tonerde-Silikate mit SiO^2 gestatteten. Als Ursache für das Herabdrücken des SiO^2 und der Anreicherung der Alkalien betrachtet er die Aufnahme basischer Sedimente in den Schmelzfluß, in erster Linie von Kalkstein oder Dolomit (dies. Jahrb. 1911. I. -237- ff.), aber auch von anderen wasserhaltigen basischen Sedimenten (Igneous Rocks. 1914. 395; dies. Jahrb. 1914. II. -404- ff.). Die vorliegende Abhandlung prüft die seit 1914 erschienenen Untersuchungen über Alkaligesteine mit Rücksicht auf diese Auffassung des Verf.'s und beschäftigt sich besonders mit den Anschauungen N. L. Bowen's (The Later Stages of the Evolution of the Igneous Rocks. Dies Jahrb. 1917. -153—157-).

Mit H. S. Washington spricht sich Verf. gegen eine scharfe Trennung der Alkali- und Alkali-Kalk-Magmen aus; Übergänge erblickt er mit Szentpétery in albit- oder oligoklasreichen „Spiliten", die in engster Beziehung zu normalen Basalten stehen. Beziehungen, die H. C. Sargent für die untercarbonischen Spilite in Derbyshire durch „Autometamorphismus", d. h. durch Zurückhaltung der flüchtigen Stoffe in submarinen Ergüssen deutet. Während A. Winkler pliocäne pazifische Gesteine in der wesentlich atlantischen Provinz der Ostalpen (Steiermark) durch Einschmelzen quarzreicher Sedimente von seiten atlantischer Magmen erklären will, schließt sich J. A. Allan für die Gesteine des Ice River (British Columbia) der Daly'schen Hypothese an und weist in großen Einschlüssen von Kalkstein und Schiefern das Eindringen alkalischer Lösungen und durch sie bedingte Bildung von Feldspat, Nephelin, Sodalith, Cancrinit zusammen mit mannigfachen Kalksilikaten nach. Für Haliburton

County (Ontario) führt W. G. Foye die Entstehung der Nephelinsyenite und ihrer Begleiter einerseits und die Umwandlung mächtiger Kalkmassen in Amphibolite und Pyroxenite durch Granitgänge und Batholithen resp. Lakkolithen andererseits auf die gleiche Ursache zurück: er nimmt an, daß durch die Reaktion des Granitmagmas mit Kalk und anderen Sedimenten sich gewaltige Gasmassen, ein „gigantic steam pack", entwickelten, die die Alkalien frei machten und resurgentes CO^2 und Wasserdampf enthielten, daß der größere Teil von diesen Gasen und Dämpfen die an Menge überwiegenden Amphibolite und Pyroxenite entstehen ließen, daß ein kleinerer Teil aber sich in den Gängen und lakkolithischen Räumen fing und dort als pneumatolytisch gebildeter Nephelinsyenit auskristallisierte. Ein Lakkolith bei Tory Hill zeigt bei einer Mächtigkeit von nur 300′ von oben nach unten einen Aufbau aus pegmatitischem Nephelinsyenit (spez. Gew. 2,674) durch Monmouthit (Nephelin-Biotit-Albit-Skapolithgestein, spez. Gew. 2,719) und Hornblende-Nephelingestein (spez. Gew. 3,124 mit viel Pyroxen und Granat) zu einem Granat-Pyroxengestein mit etwas Albit und $\frac{1}{4}$ primärem Kalkspat (spez. Gew. 3,383), das auf dem liegenden Kalk ruht. Die Wirkung des granitischen Magmas ist Verf. geneigt auf Palingenese im Sinne Sederholm's zurückzuführen. Die Untersuchungen K. Apel's über den Reinhardswald legen dem Verf. die Vermutung nahe, daß die Alkaligesteine dieses Gebietes wesentlich oder ganz auf Muschelkalkgebiete beschränkt sind, während normale Basalte in Buntsandstein aufsetzen (?). P. D. Quensel's Untersuchungen über die Alkaligesteine von Almunge weisen durch den Reichtum seines Albit-Nephelinsyenits (Canadit) an Vesuvian und Cancrinit auf die Wirkung assimilierter kalkiger Sedimente, entsprechend dem primären Kalkspat in den analogen Gesteinen von Alnö und Bancroft.

Zwei mehrfach gegen seine Auffassung geltend gemachte Gründe erkennt Verf. nicht an: erstens das Fehlen von basischen Sedimenten in der Nachbarschaft des Alkaligesteins, da solche ja immerhin in der Tiefe vorhanden sein können — besonders in Gebieten des Präcambriums sind Granite und Orthogneise in gewaltiger Mächtigkeit eingedrungen und verdecken somit vielfach die älteren unterlagernden Sedimente, ganz abgesehen davon, daß die Magmen, wie Gänge und Lakkolithen zeigen, seitlich abwandern können, und zweitens den Nachweis, daß Granite, Granodiorite usw. vielfach Kalk ohne jede chemische Reaktion durchsetzen, da hier einfach die Annahme nicht ausreichend hoher Temperatur des Magmas genügt, während in anderen Fällen die Assimilation durch Differentiation des Magmas sich der Beobachtung entzieht. Im übrigen genügen nach seiner Auffassung geringe Mengen von Kalk, wie er gegen die von W. Cross betonte Unmöglichkeit anführt, die alkalireichen Laven von Hawaii durch Resorption von Kalk zu erklären: ihm scheint die Möglichkeit der Aufnahme von kalkreichem Tiefseeschlamm, Muschelablagerungen oder Korallenkalk, die sich auf dem sich auftürmenden Vulkanberge submarin absetzen konnten, hierfür völlig ausreichend. Die gleichen Gründe macht er gegen die Einwände P. Marshall's bei der Beschreibung von Tahiti und gegen H. C. Richard anläßlich dessen Untersuchungen der tertiären vulkanischen Gesteine des südöstlichen Queensland geltend.

In einer Auseinandersetzung mit C. H. Smyth (dies. Jahrb. 1915. II. -335-) und A. Harker über die Herkunft der Gase oder Mineralisatoren, die die pneumatolytische Entstehung der Alkaligesteine veranlassen, und über die geologischen Vorgänge, die die Konzentration dieser Gase verursachen, wendet sich Verf. gegen die Auffassung, diese Gase seien magmatisch oder juvenil, und ihre Anreicherung sei an radiale Krustenbewegung gebunden. Alkaligesteine kommen in stark tangential gepreßten Gebieten vor, und Alkali-Kalk-Gesteine sind in radial verworfenen Gebieten überaus häufig; außerdem verlangt die Theorie Harker's, daß das mütterliche Alkali-Kalk-Magma gerade in dem Zeitpunkt, in dem die Verwerfungen einsetzen, fast ganz erstarrt gewesen sein muß, damit die kleinen Alkali-Massive entstehen konnten. Wenn übrigens der von dem Alkali-Kalk-Magma erfüllte Raum nicht direkt von den Verwerfungen durchsetzt wird, so braucht ein Ausquetschen der Mutterlauge gar nicht einzutreten, das Abwechseln basaltischer und trachytischer oder phonolithischer Lava aus demselben Vulkan bleibt unerklärt, und die Hypothese des Ausquetschens wird dem Auftreten jüngster Lamprophyre neben den aplitischen Gängen in keiner Weise gerecht. Jedenfalls ist die starke Mitwirkung resurgenter Mineralisatoren nicht zu entbehren.

Interessant für die Rolle, die Kalk in Schmelzen spielt, wenn auch natürlich wegen der Verschiedenheit der Bedingungen nicht beweisend, sind Versuche, zu technischen Zwecken dem Feldspat sein Kali zu entziehen. W. H. Ross hat gefunden, daß beim Erhitzen von Kalifeldspat, Ca O und Wasser in einer Bombe auf 300° C unter Druck von 91 Atmosphären dem Feldspat sein Kali entzogen und im Wasser gelöst wird; der Betrag des in Lösung gehenden Kali hängt von dem Verhältnis Ca O : Feldspat ab — bei Anwendung der dreifachen Menge Ca O wird das Kali dem Feldspat vollständig entzogen. R. J. Nestell und E. Anderson weisen gleichzeitig nach, daß in Zementöfen Kali und Natron in hohem Maße flüchtig wird; offenbar verhindert der Kalk die Wiedervereinigung der Alkalien mit dem SiO^2 der Beschickung des Ofens (Journ. Indust. and Eng. Chem. IX. 467 u. 646. 1917).

In dem gegen N. L. Bowen gerichteten Abschnitt wendet sich Verf. gegen die von B. gebrauchte zu enge Fassung des Begriffs: Differentiation; als solche will Verf. jede Trennung in verschiedene Phasen bezeichnen, ohne Rücksicht auf die Entstehung des zerfallenden Magmas. Kristallisationsdifferentiation erkennt er als einen möglichen Grund der Entwicklung verschiedener Gesteine aus einem Magma an, aber nur als einen unter vielen und keineswegs den wichtigsten; wichtiger erscheint ihm magmatische Differentiation im Falle des Eintretens eines heterogenen Magmas in eine große Magmakammer, ferner durch Konzentration von Gasen an einigen Stellen des Magmakörpers und schließlich hervorgerufen durch Einschmelzung oder Aufnahme flüchtiger Stoffe aus dem Nebengestein. Gründe gegen die Vorherrschaft der Kristallisationsdifferentiation erblickt er in dem Fehlen jeder Andeutung eines derartigen Vorgangs in zahllosen Gängen und Lakkolithen, in dem plötzlichen

	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO_2	52,34	49,06	44,41	59,47	65,10
TiO_2	1,82	1,36	1,56	0,64	0,54
Al_2O_3	13,70	15,70	15,81	16,52	15,82
Fe_2O_3	5,05	5,38	4,66	2,63	1,64
FeO	8,78	6,37	5,85	4,11	2,66
MnO	0,23	0,31	0,14	0,08	0,05
MgO	4,72	6,17	8,20	3,75	2,17
CaO	8,03	8,95	10,12	6,24	4,66
Na_2O	2,60	3,11	3,81	2,98	3,82
K_2O	1,17	1,52	2,37	1,93	2,29
H_2O	1,56	1,62	2,42	1,39	1,09
P_2O_5	—	0,45	0,65	0,26	0,16
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
SiO_2	39,87	47,82	46,47	45,34	45,61
TiO_2	1,50	0,67	1,33	1,30	1,96
Al_2O_3	13,58	13,56	15,97	16,59	14,35
Fe_2O_3	6,71	4,73	5,97	5,83	6,17
FeO	6,43	4,54	4,27	4,76	4,03
MnO	0,21	Sp.	0,01	0,01	0,19
MgO	10,46	7,49	5,87	5,43	6,05
CaO	12,36	8,91	10,54	11,64	9,49
Na_2O	3,85	4,37	1,69	2,93	5,12
K_2O	1,87	3,23	4,83	4,55	3,69
H_2O	2,22[1]	3,37	2,32	1,12	2,60
P_2O_5	0,94	1,10	0,73	0,50	0,74
	100,00	99,79	100,00	100,00	100,00

I. Durchschnittszusammensetzung von (12) Quarzdiabasen.
II. „ „ „ (198) frischen basalt. Gesteinen.
III. Durchschnittszusammensetzung von (20) typischen Basaniten.
IV. „ „ „ (20) Quarzdioriten.
V. „ „ „ (12) Granodioriten.
VI. „ „ „ (26) Nephelinbasalten.
VII. Analcimbasalt, Highwood Mountains, Mont. (Monchiquit L.V. Pirsson).
VIII. Durchschnittszusammensetzung von (7) Leucitbasalten.
IX. „ „ „ (4) Leucitbasaniten.
X. „ „ „ (6) Theralithen.
(Die Durchschnittszusammensetzungen nach R. A. Daly: Igneous Rocks and their Origin 1914.)

[1] Einschließlich 0,29 CO_2.

Übergang verschiedener Gesteine (Syenit und Shonkinit im Square Butte-Lakkolithen), in dem Fehlen ultrabasischer Gesteine in Fällen, in denen zweifellos eine salische Differentiation nachgewiesen werden kann (Pigeon Point und viele andere). Der Annahme, daß Quarzbasalt aus normalem Basalt durch Sinken von Pyroxen, Olivin und Plagioklas entstanden ist, widerspricht der hohe Kalk- und Magnesiagehalt dieser Gesteine (vgl. Anal. I Durchschnitt von 12 typischen Quarzbasalten und Anal. II Mittelwert für Basalt aus 198 frischen Gesteinen berechnet) — ganz allgemein ist das Sinken von Quarzkristallen als Ursache der Desilikation sowohl wegen des spezifischen Gewichts des Quarzes wie wegen seiner strukturellen Stellung in Graniten etc. wie in Quarzporphyr-Grundmassen ein schwacher Punkt der Bowen'schen Hypothese. Dies gilt auch für die angenommene Entstehung von Basanit aus Quarzdioriten und Granodioriten durch Ausscheidung von Quarz, Plagioklas und femischen Mineralien; die Analysen III (Durchschnitt von 20 typischen Basaniten), IV (20 Quarzdioriten), V (12 Granodioriten) stimmen nicht zu dieser Annahme. Noch größer werden die Schwierigkeiten bei dem Versuch, die basischen Glieder der Alkalireihe durch Absinken von Olivin, Pyroxen und basischem Plagioklas aus normalen basaltischen Magmen zu erklären; die hohen Werte für CaO, MgO, FeO und Fe^2O^3 in VI (Durchschnittszusammensetzung der Nephelinbasalte), VII (Analcimbasalt vom Highwood Mountain), VIII (Durchschnitt der Leucitbasalte), IX (der Leucitbasanite und X (der Theralithe) im Vergleich zu II (der Basalte) widersprechen dieser Deutung auf das Bestimmteste, besonders CaO in VI, VIII und IX und MgO in VI; auch die Vorherrschaft von K^2O über Na^2O in VIII und IX bleibt unerklärt. Schließlich wird auf das Fehlen foyaitischer Gesteine in den großen Granit-Granodiorit- und Quarzdioritmassen hingewiesen, ebenso auf das Fehlen quarzreicher Laven in manchen vulkanischen Massen, die aus Trachyt oder Phonolith mit Basalt bestehen, und in den gewaltigen und daher langlebigen ozeanischen Vulkanen, wo man sie nach der Bowen'schen Hypothese überall erwarten müßte. Wenn somit diese Hypothese eine ganze Reihe der charakteristischen Eigenschaften der Alkaligesteine erklärt, so stößt sie doch in ihren Grundlagen vielfach auf große Schwierigkeiten, die nach der Ansicht des Verf.'s die Erklärung durch syntektische (Einschmelz-) Differentiation vermeidet. **Milch.**

F. F. Grout: Internal Structures of Igneous Rocks; their Significance and Origin; with Special Reference to the Duluth Gabbro. (Journ. of Geol. **26**. 439—459. 9 Fig. 1918.)

Im Anschluß an Untersuchungen im Gebiet des Duluth-Gabbro (nordwestlich vom Südwestende des Lake Superior in Minnesota) stellt Verf. die Angaben über eine Anzahl sehr bekannter primär gebänderter Tiefengesteine zusammen und kommt zu dem Ergebnis, daß primäre Bänderung

ebenso wie die sie gewöhnlich begleitende Fluidaltextur und vielfach auch von der gegenwärtigen Oberfläche unabhängige Bankung fast immer den Grenzen des Tiefengesteins parallel laufen, so daß man umgekehrt sogar aus diesen Phänomenen auf die Gestalt des Eruptivkörpers schließen könne. Er erörtert alle für primäre Bänderung bisher angenommenen Ursachen und hält für die wichtigste und wahrscheinlichste Konvektionsströme während der Auskristallisation des Magmas, besonders wegen des Zusammenfallens der Bänderung mit der nur auf diesem Wege zu erklärenden fluidalen Paralleltextur, während andere Ursachen gleichsam unterstützend mitwirken können.

Für die mineralogische Zusammensetzung der verschiedenen Lagen des Duluth-Gabbros gibt er folgende Zusammenstellung (in Gewichtsprozenten):

	Plagioklas	Pyroxen	Olivin	Magnetit	Verschiedenes
Gewöhnliche Lagen	75	10	10	4	1
	65	19	10	5	1
	70	18	0	12	0
Zwei benachbarte, mehrfach miteinander wechselnde Lagen	84	12	3	1	0
	62	15	12	11	0
Lagen von sehr stark abweichender Zusammensetzung	96	3	0	1	0
	20	44	0	36	0
	49	48	0	3	0
	2	15	70	13	0
	75	2	22	1	0

Milch.

— — —

F. F. Grout: Two-Phase Convection in Igneous Magmas. (Journ. of Geol. **26**. 481—499. 1918.)

Verf. stellt zunächst die Erscheinungen zusammen, die für Konvektionsströme in einem sich abkühlenden Magma sprechen, und hält von den derartige Strömungen hervorrufenden Ursachen neben den durch Temperaturänderung in verschiedenen Teilen des Magmabassins hervorgebrachten Unterschieden des spezifischen Gewichts die Änderung des sog. „spezifischen Aggregatgewichtes“ für besonders wirkungsvoll: er erweitert die von L. V. Pirsson (dies. Jahrb. 1907. II. -231- ff.) und R. A. Daly benützte Vorstellung, daß Gasentwicklung in einem Teil des Magmas infolge der hierdurch entstehenden Erniedrigung des spezifischen Aggregatgewichtes Strömungen im Magma hervorrufen müsse (Daly's two-phase convection), durch die entgegengesetzte Vorstellung, daß Kristallausscheidung in einem jetzt aus zwei Phasen (fest und flüssig) bestehenden Magmenteil eine Erhöhung des spezifischen Aggregatgewichts erzeugen und gleichfalls Konvektionsströmung hervorrufen müsse — stillschweigende Voraussetzung ist hierbei, daß diese Magmenteile anderen gegenüber als bis zu einem gewissen Grade selbständige Einheiten erhalten bleiben. In

diesen Einheiten haben die ausgeschiedenen schwereren Kristalle, die sich wesentlich während der Zirkulation in der kühleren Zone nahe am Dach gebildet haben, die Neigung abzusinken; sie setzen sich daher an den Seiten und besonders am Boden des Bassins ab, während die Strömung diese Einheit über den Boden hinwegführt. Sodann versucht Verf. die die Konvektion veranlassenden Kräfte und die ihr entgegenwirkende Viskosität zahlenmäßig zu berechnen, ist aber hierbei naturgemäß zu so viel unbewiesenen und unbeweisbaren Annahmen genötigt, daß den berechneten Werten nach Ansicht des Ref. nur wenig Bedeutung zukommt — aus den Rechnungen folgt, daß das Absinken ausgeschiedener Kristalle im Magma sich sehr viel langsamer vollziehen muß, als ihr Transport durch Konvektionsströme, was eine gewisse Wahrscheinlichkeit für sich hat. Da im allgemeinen alle ausgeschiedenen Kristalle schwerer sind als das Magma, ist die Bildung monomineralischer Gesteine, von Ausnahmen abgesehen (Magnetitmassen und Peridotite am Boden, Anorthosite in den obersten Teilen eines Magmas), unwahrscheinlich, da gewöhnlich mehrere Mineralarten gleichzeitig auskristallisieren; durch Ausscheidung, Verfestigung, Absinken von Kristallen und Wiedereinschmelzen in der Tiefe des Magmabassins können verschieden zusammengesetzte Gesteinsteile entstehen, die dann durch die Konvektionsströme an den endgültigen Platz gebracht dem ganzen Komplex ein lagenartiges bis gebändertes Gefüge verleihen. Neben dieser Art der Differentiation, die durch Übergänge charakterisiert ist, kann gleichzeitig und plötzlich Zerfall des Magmas eintreten, wodurch zwei nicht mischbare Partialmagmen entstehen, von denen das leichtere aufsteigt und sich nahe dem Dach schnell verfestigt, so daß das schwerere, das in größerer Tiefe später erstarrt, in das leichtere intrusionsartig eindringen kann (Beispiel Magnetkies im Sudbury-Distrikt, der sich gegenüber dem Norit intrusivartig verhält, während der Norit selbst ausgesprochene Differentiation auf Grund der Schwere erkennen läßt). (Vgl. hierzu auch das folgende Referat.) **Milch.**

F. F. Grout: A Type of Igneous Differentiation. (Journ. of Geol. **26**. 626—658. 12 Fig. 1918.)

Das große Gabbromassiv von Duluth (nordwestlich vom Südwestende des Lake Superior), vom Verf. als „Lopolith“ bezeichnet, bildet eine geologische Einheit, bestehend aus einem älteren feldspatreichen Gabbro, auf das Innigste mit einem etwas jüngeren basischeren Olivingabbro verknüpft der die Hauptmasse des Massivs, ungefähr zwei Drittel, ausmacht, und einem jüngsten, als „red rock“ bezeichneten granophyrischen Gestein von granitischer Zusammensetzung; der Komplex tritt intrusiv in alten basischen Ergußgesteinen (Mittel-Keweenawan) auf. Die Hauptmasse des Gabbro ist stark gebändert (vgl. das vorangehende Referat), die einzelnen Gabbrovarietäten erweisen sich als normaler Gabbro, Forellenstein, Peridotit, Magnetit-Gabbro und

Anorthosit; dabei bleibt die Zusammensetzung der einzelnen Gesteinskomponenten auffallend gleichartig; Olivin mit ungefähr 30 % FeO, Plagioklas gewöhnlich Ab^1An^2, Pyroxen fast immer kalkarm. Die meisten Gesteine sind schon früher von A. N. Winchell beschrieben; Verf. erwähnt daher nur das Auftreten von Peridotit in großen, über 15' mächtigen Lagen nahe am Boden des Massivs (Anal. 2), von olivinreichem Forellenstein in zahlreichen Lagen ungefähr von der Mitte bis zum Grunde (Anal. 6), wechselnd von peridotitischer bis zu anorthositischer Zusammensetzung, von Anorthosit (Anal. 3), der durch nur schwache Veränderung aus dem 80 % Feldspat führenden älteren Gabbro hervorgeht, aber in dünnen Lagen nicht zu selten auch in der basischeren Hauptmasse auftritt, und Magnetitgabbro, der mehr als 36 % titanreichen Magnetit enthält und viel Augit, aber keinen Olivin führt, dessen Gemengteile offenbar gleichzeitig auskristallisiert sind und der nicht in den tiefen Teilen des Massivs, sondern annähernd in der Mitte des 3 miles dicken Gabbromassivs auftritt. Die Ausscheidungsfolge des herrschenden grauen Gabbros eines mittel- bis grobkörnigen Gesteins mit granitoider bis ophitischer Struktur, ist in den meisten Fällen: Plagioklas, Olivin, Magnetit, Augit.

Im Gegensatz zu diesen eng verbundenen und lagenweise wechselnden Partialgesteinen des Gabbros tritt der Granophyr (red rock) ziemlich scharf gegen den Gabbro gesondert auf und findet sich auch nicht in den Bändern; er erscheint in den obersten Zonen des Hauptgabbros in unregelmäßigen Putzen und Apophysen in dessen Hangendes und als mächtiges Lager im Hangenden des älteren feldspatreichen Gabbros. Er ist zuckerkörnig bis grobkörnig, sehr zerreiblich, mikropegmatitisch bis granitisch, enthält Kalifeldspat und Plagioklas, der in den Übergangszonen in Gabbro deutlich zonar struiert ist, doch wechselt die mineralogische Zusammensetzung stark (Anal. 19). Übergänge in Gabbro finden sich selten und stets auf schmale Zonen beschränkt; bisweilen ist sein Verhalten gegen den Gabbro ähnlich wie das eines Aplits. Zur Entstehung nimmt Verf. an, daß das Original-Gabbromagma Dämpfe unter Druck enthalten habe, die sich vom Hauptmagma unter Mitführung der sauren und alkalischen Bestandteile, für die sie eine besondere Affinität besitzen, getrennt haben und mit diesen aufgestiegen sind.

Die Mannigfaltigkeit der eng verbundenen Gesteinsvarietäten rechtfertigt die Aufnahme der älteren Analysen aus diesem Gebiet neben den neuen von Grout ausgeführten Analysen in das Referat.

Bei der Erklärung der Differentiationsvorgänge unterscheidet Verf. scharf zwischen der Bildungsweise der Gabbrovarietäten und des red rock. Für die Gabbrovarietäten nimmt er wesentlich die Wirkung von Konvektionsströmen an (vgl. das oben stehende Referat) und wendet sich scharf gegen eine Erklärung durch Kristallisationsdifferentiation nach der Auffassung Bowen's; gegen sie spricht mit aller Bestimmtheit die gleichmäßige Zusammensetzung des Plagioklases durch das ganze Massiv, sowie die Anordnung der einzelnen Varietäten nicht nach dem spezifischen Gewicht, wie das Auftreten der magnetitreichen Bänder

Gabbro von Duluth.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.
SiO_2	48,20	32,90	49,39	47,10	42,24	35,81	52,48	45,65	49,15	49,42	50,43
Al_2O_3	19,53	1,59	29,08	12,92	18,50	14,32	15,47	15,20	21,90	24,47	23,83
Fe_2O_3	Sp.	13,25	0,34	12,95	4,68	7,38	5,14	6,71	6,60	3,13	17,63
FeO	10,60	21,06	2,89	9,46	14,50	15,25	9,25	13,81	4,54	6,13	
MgO	9,28	20,14	2,26	3,08	2,76	10,49	2,55	2,95	3,03	1,00	2,46
CaO	8,51	0,50	13,06	10,29	10,36	7,23	7,27	6,33	8,22	8,45	4,79
Na_2O	2,52	Sp.	2,89	2,61	2,19	2,06	3,26	3,09	3,83	4,98	2,06
K_2O	0,32	Sp.	0,10	0,92	0,33	0,37	1,75	1,05	1,61	1,15	0,34
H_2O+	0,65	4,56	0,34	0,71	1,80	5,25	1,24	2,29	1,92	0,55	—
H_2O-	0,08	0,55	0,09	0,12	0,25	—	—	—	—	0,06	—
CO_2	0,02	0,10	Sp.	—	1,67	Sp.	—	—	—	—	—
TiO_2	0,65	5,36	Sp.	1,38	1,16	2,30	1,26	1,66	0,18	1,87	Sp.
P_2O_5	0,19	Sp.	0,09	0,01	0,19	—	0,29	0,25	0,33	0,04	—
S	0,03	0,05	n. vorh.	—	—	—	—	—	—	0,11	—
Cr_2O_3	Sp.	0,04	Sp.	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu_2O	—	0,15	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,14	0,40	0,04	0,80	0,13	0,18	0,51	0,71	—	0,11	—
Seltene Elemente	Sp.	0,06	n. vorh.	—	—	—	Sp.	Sp.	—	—	—
	100,72	100,71	100,57	102,35[1]	100,76	100,65[2]	100,47	99,70	101,31	101,47[3]	101,54
Spez. Gew.	2,963	3,353	2,770	—	—	3,07—3,10	2,81—2,84	2,84—2,86	—	—	2,79—2,802

[1] nicht 101,63. — [2] nicht 100,62. — [3] nicht 101,48.

1. Olivingabbro, West-Duluth (anal. F. F. Grout).
2. Peridotit, Short Line Park (anal. F. F. Grout).
3. Anorthosit, nördlich von Proctor (anal. F. F. Grout).
4. 5. Olivingabbro, Short Line Park (anal. G. S. Nishihara).
6. Troktolith, nördlich von Proctor (anal. A. N. Winchell).
7. Orthoklasgabbro, Duluth, innere Stadt (anal. A. N. Winchell).
8. Hornblende-Orthoklasgabbro, Duluth, innere Stadt (anal. A. N. Winchell).
9. Hornblendegabbro, St. Louis River bei Duluth (anal. A. Streng).
10. Gabbro wohl reich an Feldspat, Gebiet von Duluth (anal. G. H. Stone).
11. Gabbro feldspatreich, Gebiet von Duluth (anal. G. H. Stone).

Gabbro, nordöstlich von der typischen Örtlichkeit.

	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.
SiO_2	2,02	45,66	46,45	47,70	47,90	53,43	56,60
Al_2O_3	2,68	16,44	21,30	19,04	19,92	13,81	17,84
Fe_2O_3	80,78	0,66	0,81	0,87	4,92	5,08	2,55
FeO		13,90	9,57	8,84	9,78	9,86	4,09
MgO	—	11,57	7,90	8,65	4,55	4,64	3,16
CaO	Sp.	7,23	9,83	8,96	8,56	8,25	6,28
Na_2	—	2,13	2,14	2,53	2,75	2,51	4,45
K_2O	—	0,41	0,34	0,53	0,56	1,12	0,45
H_2O+	—	0,83	1,02	1,38	0,76	0,27	3,20
H_2O-	—	0,07	0,14	—	—	—	—
CO_2	—	—	—	Sp.	n. best.	—	n. best.
TiO_2	12,09	0,92	1,19	1,80	0,57	—	1,59
P_2O_5	0,03	0,05	0,02	n. best.	n. best.	—	0,14
Cr_2O_3	2,40	Sp.	—	—	—	—	—
MnO	—	Sp.	Sp.	Sp.	—	Sp.	—
NiO	—	0,16	0,04	—	—	—	—
Andere Elemente	—	—	—	Sp.	Sp.	—	Sp.
	100,00[1]	100,03	100,75	100,30	100,27	98,97	100,35
Spez. Gew.	—	—	—	2,89	2,93	—	—

12. Magnetitgabbro, Südseite des Iron Lake (anal. R. S. Robertson).
13. Gabbro Sec. 19, T 63 N, R 9 W (anal. H. N. Stokes).
14. Gabbro (typisch) Sec. 35, T 61 N, R 12 W (anal. H. N. Stokes).
15. Olivingabbro Birch Lake (anal. H. N. Stokes).
16. Diabas-Gabbro, Ostseite des Birch Lake (anal. A. N. Winchell).
17. Quarzgabbro Little Saganaga Lake (anal. A. N. Winchell).

[1] nicht 99,90.

Red Rock, Intrusivmassen im Gabbro von Duluth.

	19.	20.	21.	22.
SiO_2	66,92	66,36	75,78	65,56
Al_2O_3	12,51	13,33	11,09	10,06
Fe_2O_3	4,36	7,89	2,09	14,40
FeO	3,93	2,96	—	0,23
MgO	1,66	1,20	0,65	0,73
CaO	1,20	2,14	0,86	0,96
Na_2O	3,45	2,63	6,43	2,25
K_2O	3,98	3,05	1,06	2,88
H_2O+	1,25	1,21	1,82	0,86
H_2O-	0,20	—	—	—
CO_2	0,02	—	—	—
TiO_2	0,69	—	—	—
ZrO_2	0,22	—	—	—
P_2O_5	0,11	—	—	—
S	0,04	—	—	—
MnO	0,16	—	—	—
BaO	0,06	—	—	—
	100,76	100,77	99,78	97,93
Spez. Gew.	2,721	—	—	—

19. Red Rock, NW-Ecke der Sec. 27, T. 50 N., R. 14 W. (anal. F. F. Grout).

20. } Roter Granit, Rice's Point, Duluth (anal. J. A. Dodge).
21. }

22. Roter Granit, östlich vom Lester River, Ost-Duluth (anal. J. A. Dodge).

in der Mitte des Massivs zeigt. Während nun selbst die am meisten verschieden zusammengesetzten Bänder der Gabbrovarietäten chemische Beziehungen aufweisen, die sie mehr oder weniger als Glieder einer Reihe erscheinen lassen, geht zwischen ihnen und der Zusammensetzung des red rock ein scharfer Schnitt — sie haben keine Beziehungen zueinander; dies spricht für einen Zerfall des Hauptmagmas während der Kristallisation in zwei nicht mischbare Partialmagmen. Für den Unterschied zwischen der zu der Bänderung des Gabbros führenden Differentiation und den den Zerfall in zwei nicht mischbare Partialmagmen herbeiführenden Vorgängen denkt Verf. unter Ausbau eines von Lane angeregten Gedankens an die Möglichkeit eines Unterschieds zwischen „trockener und nasser" Differentiation: die Differentiation durch Konvektionsströme vollzog sich in einem primär an Wasser sehr armen Magma, dieses reicherte sich bei Fortschreiten der Kristallisation in der Mutterlauge an, bis ein Punkt erreicht wurde, in dem es seinen Einfluß geltend

machte. Allerdings ist hierbei nicht einzusehen, wieso das sich allmählich anreichernde Wasser nicht in höherem Maße, als es tatsächlich der Fall ist, Übergänge zwischen Gabbro und red rock hervorgebracht habe.

Die Analysen der für verwandt gehaltenen Gesteine vom Pigeon Point usw., die der Abhandlung in tabellarischer Zusammenstellung beigefügt sind, sind hier nicht mit abgedruckt. **Milch.**

N. L. Bowen: Crystallization-Differentiation in Igneous Masses. (Journ. of Geol. **27**. 393—430. 1919.)

Verf. wendet sich gegen verschiedene Einwürfe, die besonders von R. A. Daly und F. F. Grout (vgl. die voranstehenden Referate) gegen seine Auffassung von der Gesteinsdifferentiation und besonders gegen die nach Ansicht des Verf.'s hierbei die Hauptrolle spielende Kristallisations-Differentiation vorgebracht sind (dies. Jahrb. 1917. -153—157-). In einer einleitenden Bemerkung führt er einen großen Teil der Gegengründe auf nicht genügende Beachtung des Zeitpunkts für die Kristallisations-Differentiation zurück: er habe sie wesentlich in einem früheren Stadium wirksam gedacht, als die Hauptmasse noch schmelzflüssig war, während sich die Gegengründe vielfach auf ein späteres Stadium beziehen, in dem der Schmelzfluß schon in ein „Magma im eigentlichen Sinne des Wortes", in einen Kristallbrei übergegangen war, sich somit in einem Stadium befand, in dem nach Ansicht des Verf.'s wesentlich das Auspressen der noch flüssigen Mutterlauge als besonders wirkungsvoll für Differentiation zur Geltung kommt.

R. A. Daly hatte in seiner „Genesis of the Alkaline Rocks" als Probe auf die Bowen'sche Auffassung die Erklärung der Entstehung der Alkaligesteine aus basischen Magmen betrachtet, mit deren Richtigkeit die Hypothese stehe und falle. Demgegenüber betont Bowen, daß seine Auffassung auf Experimente begründet sei, deren Verhältnisse in viel höherem Grade denen der Alkali-Kalk-Gesteine entsprechen; eine Anwendung auf Alkali-Kalk-Gesteine bedürfe daher in viel geringerem Maße der Extrapolation als auf Alkaligesteine, und es sei daher sehr wohl denkbar, daß sie für Alkaligesteine aufgegeben werden müsse und doch für die Alkali-Kalk-Gesteine ihre Gültigkeit behalte. Sodann habe er Differentiation infolge von Assimilation keineswegs in dem Grade ausgeschlossen, wie es Daly darstelle, für den Einschmelzung allerdings die weitaus wichtigste Ursache der Differentiation sei; mit Bestimmtheit wendet er sich jedoch gegen die von Daly übernommene Auffassung Loewinson-Lessing's, daß auch geringfügige Assimilation das „Gleichgewicht" des Magmas störe und dieses daher in kontrastierende Teile verfalle, da weder der Begriff „Gleichgewicht" noch der der „kontrastierenden Teile" zu fassen sei. Gegen die entscheidende Rolle der Assimilation für den Magmazerfall spricht nach Bowen der abkühlende Einfluß, den Fremdkörper auf das Magma ausüben müssen; gegenüber der von Daly angenommenen (experimentell unbewiesenen) Anschauung Shand's, daß die Einschmelzung

saurer Massen durch basische ein exothermer Vorgang sei, hebt er die Beobachtung hervor, daß SiO^2 in geschmolzenem Nephelin bei 1550° (400° über dem Schmelzpunkt des Reaktionsprodukts Albit) sich nur sehr schwer löse. [Der hieraus gezogene Schluß, „that the following general equation could be written with some confidence: molten rock + solid rock = molten rock — x cal." scheint Ref. allerdings recht weitgehend, ganz abgesehen davon, daß in so zweifelhaften Fällen die stets den Schein mathematischer Sicherheit erweckende Form einer Gleichung wohl besser vermieden würde.]

Während in der Frage der Assimilations-Differentiation eine gewisse Annäherung an Daly's Standpunkt unverkennbar ist, steht Verf. bezüglich der Frage des Zerfalls eines Magmas in zwei nicht mischbare Partialmagmen im schärfsten Gegensatz zu Daly und Grout. Weder ein Experiment noch ein metallurgischer Prozeß habe bisher für Silikatschmelzen einen Anhalt für eine derartige Annahme gegeben, und den Hinweis auf zunehmende Unterkühlung durch hohe Drucke auf Grund der Versuche Bridgman's, aus der ein Zerfall in nicht mischbare Flüssigkeiten folgen könnte, weist Verf. zurück, weil die Substanzen, bei denen derartige Erscheinungen beobachtet wurden, ganz andere Gefrierpunktskurven zeigen (Boeke, Phys.-chem. Petrographie. 113), und weil Tiefengesteine, um die es sich hier handelt, niemals eine Spur von Unterkühlung erkennen lassen. Sodann führt er aus und erläutert an der Hand eines Diagramms, daß die gegen Kristallisations-Differentiation angeführten Erscheinungen, Mangel an Übergängen oder Beschränkung dieser auf schmale Zonen, erst recht gegen Zerfall in zwei gegenseitig nicht mischbare Partialmagmen geltend gemacht werden können; hierfür muß auf das Original verwiesen werden. Wer die Ausscheidung von Olivin, Magnetit, Plagioklas usw. auf die Trennung nicht mischbarer Flüssigkeiten zurückführt, nimmt stillschweigend und ohne Grund für die Reihenfolge der Abtrennung der nicht mischbaren Flüssigkeiten die gleiche Reihenfolge wie für die Ausscheidung der Kristalle an; auch der Parallelismus zwischen Differentiationsfolge und Kristallisationsfolge ist auf diesem Wege nicht zu erklären. Die Annahme Grout's, daß die den Granophyr bildende Flüssigkeit sich erst abgeschieden hat, nachdem die Kristallisation des Magmas schon vorgeschritten war, ist von der Auffassung des Granophyrmaterials als eines sauren Kristallisationsrestes nicht weit entfernt; auf eine derartige Erklärung weisen alle die Fälle, in denen Granophyr nicht in Schlieren und konkretionsartig, sondern in Zwischenräumen der Gabbrophase auftritt, eine Erscheinungsart, die bei der Annahme eines Zerfalls in zwei nicht mischbare Magmen unerklärlich ist. An einer späteren Stelle (p. 423—426) wendet er sich gegen die Auffassung monomineralischer Schlieren und Knollen als Spaltungsprodukte, da bei höheren Temperaturen mischbare Substanzen bei niedrigeren Temperaturen nicht völlig unlöslich ineinander sein können, man also immer aus mehreren Komponenten bestehende Gebilde erwarten müßte; besonders die Olivinknollen in Basalten (auch in schmalen Gängen) sind als Zusammenhäufungen von ausgeschiedenen Olivinkristallen zu betrachten.

Den Einwurf von Daly und Grout, daß oft nur die Extreme auftreten (Gabbro und Granit), die Zwischenstadien, die man nach der Bowen'schen Theorie erwarten müßte, aber fehlen, sucht Bowen durch den Einwand zu entkräften, daß eine vollständige Entwicklung nur in ganz großen Massiven zu erwarten sei. In Massen von mäßigem Umfang sei die Differentiation, wenn man sie so nennen wolle, um jeden einzelnen Kristall begrenzt, die Ausscheidung der ältesten Kristalle habe kein Sinken, sondern nur eine Bildung von Zonen um sie als Zentrum zur Folge. [Das ist doch aber die roh zentrische Struktur Rosenbusch's, die mit der Kristallisations-Differentiation im Sinne von Becker und Bowen gar nichts zu tun hat. Ref.] Wenn diese Zonenbildung von einem mäßigen Absinken der Kristalle begleitet ist, kann man die zuletzt auskristallisierende Masse sowohl als ein oberes Lager wie als Füllung der Zwischenräume der Hauptmasse des Gesteins erhalten (?). [Weshalb das „mäßige Absinken" auf die obersten Lagen beschränkt sein soll, wird nicht angegeben: ebenso ist ganz allgemein kein Grund ersichtlich, weshalb in einem Fall Absinken der ausgeschiedenen Kristalle eintritt, in einem anderen die Trennung von Kristall und Lösung durch die eben erwähnte, als „localized mechanical separation due to zoning" bezeichnete, ganz allgemein vorhandene roh sphärische Anordnung verhindert werden soll. Ref.]

Den Hauptgrund für die Bildung zweier nicht durch Übergänge verbundener, chemisch verschiedener Gesteinsarten aus einem Schmelzfluß, wie sie besonders in der Kombination Gabbro—Granit (Granophyr) häufig sind, erblickt Verf. in dem Ausquetschen und Auspressen der Mutterlauge aus dem Kristallbrei (Magma s. str.) in einem späten Stadium der Gesteinsbildung; dieser Vorgang tritt erst ein, nachdem die Kristallisation ein festes zusammenhängendes Netz gebildet hat, aus dem die in den Zwischenräumen befindliche Flüssigkeit durch einen Druck aus dem Kristallbrei herausgepreßt wird, wie Wasser durch den Fuß aus einem nassen Sande. Verf. erörtert mehrere einfache Möglichkeiten: wirkt auf eine erstarrende lakkolithische Masse Seitendruck, so daß der vom Magma eingenommene Raum sich weiter nach oben wölbt und seitlich verkürzt wird, so wird der saure Rest durch den Druck in den obersten Teil des Gewölbes gepreßt. Ist in der lagergangartig eingedrungenen Masse der oberste und der unterste Teil in der Kristallisation weit fortgeschritten und nur noch zwischen ihnen eine dünne Schicht flüssiger Substanz vorhanden, so wird der saure Rest durch Seitendruck nach der Mitte der sich durch den Druck dort etwas verdickenden Masse gepreßt, wodurch dieser mittlere Teil den Eindruck einer abweichend zusammengesetzten jüngeren Intrusivmasse von lagerartigem Bau hervorrufen kann, da die zunächst noch nicht auskristallisierten zentralen Teile mit ihrer primären Zusammensetzung sich natürlich von der Zusammensetzung der ihnen zunächst liegenden, aus den peripheren Teilen nach der Mitte hin gepreßten Restmagmen unterscheiden müssen. Tritt in einer lagergangartigen Masse örtlich durch Seitendruck eine starke Verdickung ein, nachdem die Kristallisation allenthalben schon weit vorgeschritten ist, so kann

sich sogar eine relativ mächtige zentrale Masse des sauren Restes bilden, deren Substanz durch eine als Filter wirkende neutrale Zone aus den sich verdünnenden Teilen der Gangmasse in die sich bildende Erweiterung hineingepreßt wird; Verf. nimmt an, daß für derartige Vorgänge mindestens 80 % der Masse auskristallisiert sein müssen.

Die Gründe gegen die Auffassung von Grout über die Rolle von Konvektionsströmen zur Erklärung von Differentiation und von Bänderung (vgl. die vorangehenden Referate) knüpft Verf. an eine Besprechung des „Lopolithen" von Duluth. Die große Rolle der Konvektionsströme nach Grout bekämpft er zunächst durch den Hinweis, daß keinerlei Berechtigung vorliege, durch reichliche Kristallausscheidung ausgezeichnete Magmateile in gleicher Weise als eine durch ihr spezifisches Gewicht charakterisierte Einheit zu betrachten, wie dies Daly für die infolge ausgeschiedener Gase stark blasigen Magmenteile getan habe, ganz abgesehen davon, daß ihm die gewöhnlichen Wärme-Konvektionsströme die Annahme der Grout'schen Zweiphasen-Konvektion überflüssig erscheinen lassen; ferner bezweifelt er, daß die Annahme Grout's für ein Absinken von Kristallen aus derartigen Magmenteilen, während diese durch die Konvektionsströme über den Boden des vom Magma erfüllten Raumes hinweggeführt werden, besonders günstig sei. Aber auch für die Bänderung kommen derartige Konvektionsströme kaum in Frage, da das Experiment lehrt, daß in Flüssigkeiten Konvektion nicht gleichartig durch den ganzen Raum zur Geltung kommt, sondern daß die Masse sich in mehrere Flüssigkeitssäulen zerlegt, in denen die Konvektion sich durch vertikale Ströme geltend macht — man müßte daher eine vertikal stehende Bänderung erwarten. Die bei der Annahme von Kristallisations-Differentiation schwer erklärliche Tatsache, daß in dem Lopolithen von Duluth alle Plagioklase annähernd gleiche Zusammensetzung aufweisen, wird durch die Konvektionstheorie auch nicht erklärt; Verf. nimmt deswegen an, daß in diesem Falle durch Strömungen das Absinken der Kristalle stark behindert wurde, daß nur ein Teil des Olivins und der Erze in einem frühen Stadium, in einem etwas späteren ein Teil des Pyroxens absank, die Plagioklase aber in der Mutterlauge schwebend blieben und somit auch die ältesten als basische Bytownite ausgeschiedenen Zeit und Gelegenheit hatten, sich der Durchschnittszusammensetzung (Labradorit) anzupassen. Eine vom Verf. versuchte Erklärung für die Bänderung beruht auf zahlreichen Annahmen; es wird angenommen, daß das zunächst völlig homogene Magma in einen Raum intrudiert worden sei, der seine bassinartige Gestalt durch Seitendruck erst gleichzeitig mit der Auskristallisation des Magmas erhalten habe, daß gegen diesen Druck von zwei Schichten die obere in einem kristallreichen Teile sich nahezu starr verhalten habe, während benachbarte kristallärmere Teile dem seitlichen Druck nachgegeben und sich von der unteren Schicht abgehoben hätten; hierdurch seien lange schmale Zwischenräume entstanden, in die in dem Maße, wie sie sich öffneten, der flüssige Teil der oberen Schichten hineingepreßt worden sei — mit zunehmender Abkühlung und anhaltendem seitlichen Druck habe sich dieser

Vorgang vielfach wiederholt. Verf. weist darauf hin, daß ein derartiges Verhalten nur möglich ist, wenn die Kristallnetze der Lagen ganz bestimmten mechanischen Anforderungen genügen. In einem späteren Stadium, in dem die unteren Lagen völlig auskristallisiert waren, die oberen ein festes Kristallnetz mit relativ wenig Magmarest bildeten, preßte dann der anhaltende Seitendruck den noch flüssigen Rest nach oben und drückte gleichzeitig die Kristalle des Kristallnetzes zusammen. Für diese Auffassung wird auf die Gestalt des Lopolithen von Duluth hingewiesen, der an der Stelle, wo der Granophyr-Granit, das Ergebnis der Auspressung, sich befindet, eine Abweichung von der halbmondförmigen Gestalt in Form einer Ausbauchung in das Hangende aufweist.

In einem letzten Abschnitt kommt Verf. nochmals auf die Alkaligesteine zurück. An der von ihm vertretenen Entstehung foyaitischer Magmen aus granitischen durch Zerfall der polysilikatischen Alkalifeldspatmolekel in Orthosilikate und SiO^2 hält er fest, ebenso an der Anreicherung der Granit-Mutterlauge mit dem für Foyaite charakteristischen Molekel $NaAlSiO^4$, nur glaubt er nicht mehr, daß ein Foyait durch reine Kristallisations-Differentiation aus einem granitischen Restmagma entstehen könne sondern hält ein Ausquetschen dieses Restmagmas aus dem Kristallnetz des Granits durch äußere Kräfte für erforderlich, was im Einklang mit den bekannten Anschauungen über das geologische Auftreten atlantischer Magmen stehen würde. Für den Zusammenhang der Foyaite mit granitischen Magmen spricht die vielfach beobachtete Vergesellschaftung der Nephelinsyenite mit gewöhnlichen Graniten, Nordmarkiten und kieselsäurereichen Alkaligraniten. Gegen die Daly'sche Auffassung, daß Einschmelzen von Kalkstein den Granit kieselsäureärmer mache und Alkaligesteine entstehen lasse, macht er geltend, daß man zwar oft um Einschlüsse von Quarzit in Gabbro granitähnliche Zonen, in Nephelinsyeniten solche von alkaligranitischer Zusammensetzung beobachtet habe, daß aber Einschlüsse von Kalkstein in Alkali-Kalk-Magmen immer nur Gebilde von der Zusammensetzung der Kalk-Silikatfelse, niemals solche vom Charakter der Alkaligesteine geliefert hätten. **Milch.**

Regionale Geologie.

Schweiz.

A. Buxtorf und R. Koch: Zur Frage der Pliocänbildungen im nordschweizerischen Juragebirge. (Verh. d. Naturf. Ges. Basel. **31**. 1920. 113—132.)

Die Pliocänschichten haben große Bedeutung für die Entwirrung der geologischen Geschichte des Juragebirges. Aus Beobachtungen im Becken von Laufen ergibt sich, daß die weit verbreiteten Buntsandstein- und Quarzitgerölle (Wanderblöcke auf Kastelhöhe usw.) diskordant auf verschiedene Jura- und Tertiärstufen übergreifen und auch die obermiocäne

Juranagelfluh, mit der sie bisher häufig gleichgestellt wurden, deutlich überlagern. Diese „Wanderblockformation", die stellenweise durch sandigen Lehm mit Brauneisenkonkretionen vertreten wird, ist die Ablagerung eines vom Schwarzwald kommenden, wahrscheinlich nur intermittierend fließenden Wildwassers in einem ariden Gebiet. Entsprechende Gewässer kamen weiter westlich aus den Vogesen. Nach Fossilfunden in den Vogesenschottern des Elsgaus besteht die Möglichkeit, die Wanderblockformation zur pontischen Stufe zu rechnen. Es bleibt jedoch noch zu untersuchen, ob im Delsberger Becken nicht noch ältere, der Juranagelfluh entsprechende Vogesenschotter vorkommen, ferner ob den Schottern auf den Höhen, die etwas anders zusammengesetzt und gelagert sind, nicht ein jüngeres, mittelpliocänes Alter zukommt. Die Lagerung der verschiedenen Tertiärschichten zeigt, daß das Juragebirge nicht durch kontinuierliche Faltung, sondern durch mehrere, voneinander durch Ruhepausen getrennte Faltungsphasen entstanden ist. Die zeitliche Datierung der einzelnen Phasen ist noch ungewiß; die letzte, morphologisch wichtigste Phase fällt etwa in das Mittelpliocän. **Hummel.**

Ernst Lehner: Geologie der Umgebung von Bretzwil im nordschweizerischen Juragebirge. (Beiträge zur Geologie der Schweiz. N. F. 47. Liefg. II. Abt. Bern 1920. I—VI u. 1—61. Mit 1 tekt. Skizze des Kettenjuranordrandes zwischen Meltingen und Läufelfingen, 1 : 50000, in Schwarzdruck, und 1 Profiltafel.)

Die Arbeit bildet den Text zur geologischen Karte Blatt Bretzwil (Siegfriedatlas), deren Drucklegung von der Schweizerischen Geologischen Kommission in Aussicht genommen ist. Der stratigraphische Teil behandelt kurz Muschelkalk bis Sequan, in etwas ausführlicherer Weise das Tertiär. Oligocän ist nur als Süßwasserablagerung vertreten, es läßt durch transgredierende Lagerung die prästampische Aufwölbung eines Tafeljuragewölbes erkennen. Untermiocän fehlt. Marines unteres Vindobon ist auf den Süden des Tafeljuras beschränkt, das Gebiet des Kettenjuras bildete eine Insel oder Halbinsel im helvetischen Meere. Die Montterrible-Linie, das Gebiet des späteren Muschelkalkaufbruchs, ist während des ganzen Miocäns der Erosion ausgesetzt.

Die tektonische Einzelbeschreibung umfaßt folgende Teile: 1. Der Tafeljura. 2. Die Überschiebungsmassen nördlich der Triaszone. 3. Die Triaszone. 4. Die Ketten südlich der Triaszone. Der Tafeljura ist nach der Definition des Verf.'s gekennzeichnet durch die Interferenz von oligocänen, rheintalischen Störungen mit jungtertiären Falten von Kettenjuracharakter, er enthält also nicht nur reines Schollenland, sondern auch, in seinem südlichen Teile, das durch nachträglichen Schub aufgefaltete und reaktivierte Schollenland, sogar Überschiebungen kommen im Tafeljura vor. Die Grenze gegen den Kettenjura, der nur noch an seinem Nordrande durch präexistierende Störungen beeinflußt wird, bildet die Montterrible-Linie, welche eine Strukturlinie des Grundgebirges widerspiegelt. Ein

Zusammenhang zwischen Kettenjuraquerbrüchen und alttertiären Tafeljuraverwerfungen ist auf Bl. Bretzwil nicht zu beobachten; die Kettenjuraquerbrüche sind daher hier nur auf den Tangentialschub zurückzuführen, in vielen Fällen sind es reine Blattverschiebungen. Die Abscherungserscheinungen auf den verschiedenen plastischen Horizonten haben großen Einfluß auf den tektonischen Bau des Gebiets; die durch Abscherungshorizonte getrennten Gesteinskomplexe haben sich mehr oder weniger unabhängig voneinander bewegt, so daß ähnliche Erscheinungen entstehen wie am Nordrande der helvetischen Kalkalpen. Verf. lehnt den Ausdruck „Überschiebungsklippen" für die nördlich der Triaszone dem Tafeljura aufruhenden Überschiebungsmassen ab, da nur ganz kleine Teile derselben wirklich wurzellos und den alpinen Klippen zu vergleichen sind; er spricht statt dessen von „Überschiebungs- oder Schubmassen". Es sind Überschiebungen von mindestens 1,7 km Schubweite nachzuweisen. Im Gegensatz zu den von Heim in der „Geologie der Schweiz" vertretenen Anschauungen ist nach Ansicht des Verf.'s für die Entstehung dieser Überschiebungen keine besonders starke Überlastung vorauszusetzen, es genügen vielmehr die Abscherungs- und Gleitungserscheinungen, um eine allgemeine Zertrümmerung zu verhindern und die tektonische Führung zu wahren.

Hummel.

A. Buxtorf und **E. Lehner**: Rheintalische Brüche in der Montterrible-Kette und im Clos du Doubs. (Eclog. geol. Helv. **16**. No. 11. 1920. 71—75. 1 Kartenskizze im Text.)

Behandelt den Bau der Montterrible-Kette bei Roche d'Or und im südlich anschließenden Teil des Clos du Doubs. Die Angaben der bisher vorhandenen Karten bedürfen der Berichtigung. Es wird festgestellt, daß eine im Elsgau nachgewiesene Verwerfung bis in den nördlichen Teil des Clos du Doubs zu verfolgen ist.

Hummel.

H.-G. Stehlin et **Aug. Dubois**: Note préliminaire sur les fouilles entreprises dans la Grotte de Cotencher (canton de Neuchâtel). (Eclog. geol. Helv. **14**. 240—242. 1915.)

Die Höhle von Cotencher in den Gorges de l'Areuse liegt 400 m unter der maximalen Höhe, die der Rhonegletscher in der letzten Eiszeit erreichte. Sie wurde erstmalig in den 60er Jahren des vorigen Jahrhunderts ausgebeutet und lieferte namentlich Knochen des Höhlenbären. Auf einen Hinweis von Lardy, daß der Höhlengrund noch großenteils jungfräuliches Gelände sei, unternahmen die Verf. eine Ausgrabung. Sie stellten das Vorhandensein von 4 Schichten fest:

a) unzusammenhängende Stalagmitendecke,
b) blätteriger Ton, 0,6—1 m,
c) Geröllablagerung, 1,8—2 m,
d) bräunliche Erde mit Phosphatknollen und einzelnen Geröllen, mächtiger als 1,5 m.

Die meisten Knochen lieferte die Schicht c; 95 % derselben gehören *Ursus spelaeus* an, doch ist auch eine weitere artenreiche Fauna von Säugern und einigen Vögeln vorhanden.

Die Schicht c lieferte einige hunderte Steinartefakte vom Moustiertypus. Dieselben gleichen denen aus dem Wildkirchli.

Die Bedeutung des Fundes liegt in folgenden Umständen: Zum erstenmal lernt man hier eine Fauna der Höhlenbärenzeit und eine Moustierstation im Schweizer Jura kennen. Ferner ist dies die erste Moustierstation, die man innerhalb der Moränen der letzten Vereisung entdeckt und die mit einer glazialen Ablagerung (Schicht c) in Verbindung steht. Man darf daher hoffen, daß dieser Fund die Stellung des Moustier im System der Eiszeiten sicherstellen wird. **Otto Wilckens.**

A. Gutzwiller: Übersicht über die Tertiärbildungen in der Umgebung von Basel auf dem Gebiet der Blätter 1, 2, 7, 8 und 10 der Karte 1 : 25000. (Eclog. geol. Helv. **13**. 352. 1915.)

Tabellarische Übersicht der Stratigraphie des Tertiärs in der Gegend von Basel. Dieselbe ist als Korrektur zu den Angaben Rollier's in Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz, N. F. Lieferung XXV, gedacht. **Otto Wilckens.**

Alphonse Jeannet: Observations géologiques nouvelles dans le Jura bâlois et soleurois. (Eclog. geol. Helv. **14**. 680—683. 1918.)

1. Verf. hat bei Eptingen im Hauptmuschelkalk Ceratiten gefunden, wie bereits vor ihm de Villiers an einer benachbarten Fundstelle.

2. Bei Wisen (östlich von Läufelfingen) wiederholt sich eine Keuper-Liasfolge viermal. Es handelt sich um Schuppenbildung (Triasschuppen des alten Hauensteintunnels). **Otto Wilckens.**

A. Buxtorf: Bericht über den Besuch des Hauenstein-Basistunnels durch die Schweizerische geologische Gesellschaft am 13. Dezember 1913. (Eclog. geol. Helv. **13**. 353—359. 1915.)

Der Tunnel wurde vom Südportal aus bis km 4 befahren. Er durchschneidet den normalen Südschenkel des Dottenberges (Effinger Schichten bis Anhydritgruppe). Dieser ist nordwärts überschoben auf Keuper, in dem eine Muschelkalkschuppe erscheint. Nach einer zweiten Überschiebung folgt der Südschenkel der Burgfluhmulde, deren Nordschenkel den Nordrand des Kettenjura bildet und auf das Tertiär des Tafeljura geschoben ist. In besonders schönen Aufschlüssen war diese letztere Überschiebung sichtbar und sodann die diskordante Auflagerung des Tertiärs des Tafeljura auf eine Unterlage von nach N immer älteren Schichten (Effinger-Hauptrogenstein). Die Juraschichten der Unterlage fallen viel steiler nach S als das auflagernde Tertiär: es war also der Südrand des Tafel-

juras bereits vor Ablagerung des Tertiärs nach S abgebogen. Auf dem Kellaway beginnt das Tertiär mit einem vermutlich obermiocänen, groben Basalkonglomerat, in dem neben Juragesteinen helle Quarzite und (sehr seltene) Granitgerölle auftreten. Letztere sind wohl aus den Nagelfluheinlagerungen des schweizerischen Mittellandes herzuleiten.

Otto Wilckens.

F. Leuthardt: Zur Paläontologie des Hauenstein-Basistunnels. (Eclog. geol. Helv. **14**. 674—677. 1918.)

Im Hauenstein-Basistunnel ist eine mehr als 70 Arten umfassende Fauna der *Sowerbyi*-Schichten an der Grenze zwischen den *Sauzei*- und *Humphriesi*-Schichten angetroffen worden. Wahrscheinlich handelt es sich um Fossilien auf sekundärer Lagerstätte. Die Fossilien treten nesterweise auf und sind von einer ockerartigen Schicht von Brauneisenstein bedeckt. Die Fossilnester schließen häufig große, von Serpeln und Bryozoen bedeckte und angebohrte Gerölle mit einer Verwitterungsrinde ein. Die Gerölle führen z. T. auch Fossilien der *Sowerbyi*-Schichten. Otto Wilckens.

H. Schardt: Géologie et l'hydrologie du Tunnel du Mt. d'Or, entre Vallorbe et Longeville. (Eclog. geol. Helv. **14**. 30—33. 1916.)

Der für die Bahnlinie Vallorbe—Frasnes (südwestliches Juragebirge) angelegte Tunnel durch den Mont d'Or bei Vallorbe traf vom ersten Kilometer an andere geologische Verhältnisse als nach der oberflächlichen Schichtlage angenommen war. Statt eines einfachen, nach SO übergelegten Gewölbes durchbohrte er zwei Sättel aus „dalle nacrée". Diese Falten müssen wohl in den überlagernden Mergeln der Aargaustufe erlöschen. Die Mulde von Longevilles wird von drei kleinen Synklinalen gebildet. Statt der erwarteten Wasserzuflüsse an der Grenze von „dalle nacrée" und Aargaustufe des zweiten Teilgewölbes erfolgte erst im oberen Sequan ein Wassereinbruch in den Tunnel, dieser aber mit gewaltigen Mengen, die sich nach heftigen Regengüssen bis auf 5000 sec/l steigerten. Die aus dem Tunnel ausströmenden Wassermengen richteten große Verwüstungen an und verschwemmten 17000 cbm Schuttmassen aus dem Tunnel über das angrenzende Gelände. Die Quellen des Bief rouge versiegten und die Fabriken von Métabief verloren ihre Wasserkraft, so daß sie 5 Mill. Fr. Schadenersatz verlangten. Nachdem das französische Wasser seit dem 23. 12. 1912 in dieser Weise in die Schweiz abgeströmt war, wurde am 17.—20. Jan. 1913 das Einbruchsloch durch einen Keil von 7 m Dicke geschlossen. Alsbald begannen die Quellen des Bief rouge wieder zu fließen. Weiterhin wurden alle Öffnungen in den oberjurassischen Kalken verstopft und auf diese Weise das Werk glücklich zu Ende geführt.

Otto Wilckens.

F. Leuthardt: Ein Mammutfund im Löß von Binningen bei Basel. (Eclog. geol. Helv. **13**. 367—369. 1915.)

Westlich von Binningen bei Basel wurden im Löß Skelettreste von zwei jungen Exemplaren des Mammut gefunden. Die Knochen waren über eine Fläche von 50 qm verstreut. **Otto Wilckens.**

L. Rollier: Sur les étages du Lias celtosouabe. (Eclog. geol. Helv. **13**. 373—376. 1915.)

Quenstedt's Einteilung des Lias in 6 Unterabteilungen entspricht vollkommen den Anforderungen, die an die Gliederung einer Formationsstufe zu stellen sind. Man muß diese Abteilungen („Etagen") nur noch mit Bezeichnungen belegen, die von geographischen Namen hergeleitet sind. Manche der bisher vorgeschlagenen Namen sind, weil sie Schichtgruppen von anderer Begrenzung umfassen, nicht anwendbar. Bezeichnungen wie „Sinémurien", „Liasien", „Hettangien", „Pliensbachien", „Domérien" müssen fallen. Rollier schlägt folgende Namen vor:

Toarcien = Lias ζ und ε, für die noch Namen einzuführen sein werden.
Charmouthien = Lias δ,
Robinien = Lias γ,
Lotharingien = Lias β,
Suévien = Lias α + Rhät.

Diese Bezeichnungen sollen auf die ganze baltisch-schwäbische Juraprovinz angewendet werden. [Wir glauben nicht, daß sie in den internationalen Gebrauch kommen werden. Wir könnten zwar im Deutschen vom „Robin" sprechen (das Wort ist englisch, „Robin Hood"), aber man wird nie sagen: die Arieten liegen im „Suevisch". Und wer würde für den Lias β ein „Lotharingien" über die Lippen bringen?]

Das württembergische Rhät entspricht nach Rollier nicht dem mediterranen Rhät. Dieses gehört zur Trias, jenes zum Lias. Beweis: „ich meine". Oder hat jemand diesen Nachweis geführt?

Otto Wilckens.

L. Rollier: Sur les rivages des mers médio-jurassiques et médio-crétaciques en Suisse et dans les régions limitrophes. (Eclog. geol. Helv. **14**. 11—14. 1916.)

Apt und Kellaway zeigen die gleichen Regressionserscheinungen, Oxford und Aube-Stufe leiten in ähnlicher Weise Transgressionen ein. Die Kellawayregression wird nach ihrer geographischen Verbreitung in Deutschland und der Schweiz näher besprochen. Die paläogeographischen Verhältnisse der Mittelkreide müssen unter dem Gesichtswinkel betrachtet werden, daß Pilatus, Schwyzer und Glarner Alpen, Churfirsten und Säntis von N her über die versenkte Kette geschoben sind, die früher die Vor-

alpen mit dem Rhätikon verbunden hat. In der Mittelkreide existierten zwei Meeresgolfe: einer in der Juraregion und einer in der Zone Repossin—Waadtländer und Berner Alpen—Calanda. Dazwischen lag eine Landmasse. Von diesem Standpunkte aus [den aber die Alpengeologen nicht teilen. Ref.] gewinnt die Tektonik der Alpen ein ganz anderes Aussehen.

Otto Wilckens.

Hans Stauffer: Geologische Untersuchung der Schilthorngruppe im Berner Oberland. (Mitt. Naturf. Ges. Bern aus dem Jahre 1920. Heft 1. 83 p. 1 Taf. 1920.)

Die Arbeit behandelt ein Stück des Gebirges zwischen Lauterbrunnen- und Kiental. Es wird aus drei tektonischen Einheiten aufgebaut: dem Autochthonen, der Diablerets- und Doldenhorndecke und der Wildhorndecke.

I. Stratigraphie. a) Des Autochthonen. Das tiefste Glied ist der Hochgebirgskalk des Malm, an der oberen Grenze mit Korallen, *Cidaris*-Stacheln und Nerineen (Tithon, vielleicht noch unterste Kreide). Über die darüber folgenden Bildungen wird sich der Verf. nicht klar. Eine 1 m mächtige, grünschwarz anwitternde Sandsteinbank, grasgrüne Tonschieferschmitzen und einige kleine Taschen mit grünen Tonschiefern und Quarzkörnern bezeichnet er als siderolithische Bildungen und als Eocän oder Valendis. Die Kalkbreccie von Mürren mit Nummuliten, 10 m mächtig, soll ohne Grenze allmählich aus dem Valendiskalk hervorgehen. Ob die Nummuliten in den Komponenten der Breccie oder im Bindemittel stecken, ist nicht festzustellen. Für ein Äquivalent der Bohnerzformation hält Stauffer die Bildung nicht. Das unmittelbare Hangende der Breccie ist nirgends aufgeschlossen. Es folgen schwarze Schiefer mit Kalklinsen, Lithothamnienkalk, stark abfärbende schwarze Kalkschiefer, graue, holzähnlich anwitternde Schiefer mit kleinen dunklen Punkten, dann grober, weißer bis grauer Quarzsandstein, Orthophragminenschiefer. Das gesamte Tertiär ist etwa 100 m mächtig.

b) Der vereinigten Doldenhorn—Diableretsdecke (Profil am Brünli südwestlich von Mürren). Das älteste Glied ist Öhrlikalk. Darüber liegt eine 4 m mächtige, grünschwarz anwitternde Bank, die wie Taveyannazsandstein aussieht. Nach unten verliert sich diese Sandsteinbank in Form siderolithischer Breccien in den Öhrlikalk, nach oben ist sie scharf begrenzt. Sie ist nach Ansicht des Verf.'s durch Infiltration von siderolithischem Material in dem Öhrlikalk entstanden. Sandige Kalke und Schiefer vertreten das obere Valendis, der Tschingelkalk die Hauterivestufe. Fossilien fehlen so gut wie ganz. Das Tertiär beginnt mit Kalken, in die sich Sandsteine einlagern, dann folgen graue Schiefer, hierauf Taveyannazsandstein und Dachschiefer und endlich Flysch.

c) Der Wildhorndecke. Diese Masse wurde von Gerber 1905 als „mittlere Kalkalpen", später als „höhere helvetische Decke" bezeichnet, Baltzer taufte sie „Kientalerdecke". Der unterste Dogger, die Aalenstufe, besteht aus Tonschiefern, Eisensandsteinen, Echinodermenbreccien

und Quarzsandsteinen. Knorrige Eisensandsteine von rotbrauner Färbung enthalten in Linsen von eisenschüssigem dunklem Kalk eine reiche Fauna, die der gleichaltrigen Fauna von Innertkirchen und von Deutsch-Lothringen und Luxemburg sehr ähnlich ist. Auffallend ist eine Einlagerung von Echinodermenbreccie, die sich durch hochrote Anwitterungsfarbe auszeichnet. Der oberste Teil der Eisensandsteine dürfte schon ins Bayeux gehören. Im übrigen besteht dieses letztere aus den *Cancellophycus*-Schichten, die in typischer Entwicklung aus einer mehr als hundertmaligen Wechsellagerung von Kieselkalk und sandig-tonigen Schiefern aufgebaut werden. Stellenweise wird die oberste Partie der *Cancellophycus*-Schichten durch Spatkalke vertreten. Die Zone der *Garantia Garanti* und das untere Kellaway bilden zusammen eine 0,60 m mächtige Serie von glaukonitischen, pyritreichen Kalken, Kalkoolithen, Echinodermenbreccien, Sandsteinen und Tonschiefern. Die Bathstufe fehlt vollständig. Das höhere Kellaway zeigt eine Mergelfazies, die durch das ganze Oxford anhält. Es sind schwarze glatte Mergelschiefer; das Oxford ist fossilreich. Die Aargaustufe wird zum Teil durch typischen Schiltkalk vertreten, zum Teil durch aschgraue, auf den Schichtflächen gelb oder rotfleckig verwitternde Mergel. Der Malm ist sehr einförmig, eine Gliederung war unmöglich. Im oberen Drittel liegt ein etwa 4 m mächtiges, schieferiges Kalkband. Eine Faziesabwicklung zeigt, daß der Dogger im großen und ganzen nach Norden an Mächtigkeit abnimmt, der Malm nach Süden. Mit scharfer Grenze liegt auf dem Malm ein schwarzbrauner Tonschiefer des untersten Valendis mit einigen Kieselkalkbänken, darüber „Knötchenschiefer", dann *diphyoides*-Schichten, kieselige Kalke und reine Kalke (das Leitfossil wurde in 2 Exemplaren gefunden). Die folgenden grauen Kalke und Schiefer gehören wohl noch in dieselbe Zone. Sandig-kieselige, braun anwitternde Schiefer und eine Bank, die wohl als Gemsmättlischicht betrachtet werden darf, schließen das Valendis ab. Die Hauterive-Stufe wird durch hellgraue, ziemlich sandige, bankige Kalke vertreten. Die Gliederung der Kreide konnte meist mangels bestimmbarer Fossilien nur nach petrographischen Gesichtspunkten erfolgen.

II. Tektonik. a) Des Autochthonen. Es gliedert sich in eine Masse von Hochgebirgskalk unten, die die Mürrenwand bildet und in sich spitze, oft etwas verschleppte Falten aufweist, und in eine sehr plastische Hülle aus Tertiär, die zum Teil von ihrem Untergrunde tektonisch losgelöst zu sein scheint und in sich selbständig gefaltet ist.

b) Der Doldenhorndecke. Im Gebiet des Brünli südlich von Mürren liegt die mehrfach gefaltete, liegende Stirn der Doldenhorndecke. Das Streichen der Decke ist W—O. Am Brünli steigen die Faltenachsen mit 10° gegen O an.

c) Der Wildhorndecke. Die verschiedenen Gesteine dieser Decke verhalten sich der Faltung gegenüber sehr verschieden plastisch. Der Überschiebungskontakt an der Basis dieser Decke ist an mehreren Stellen aufgeschlossen, besonders gut etwas nördlich vom Übergang des Fußweges Lauterbrunnen—Mürren über den Staubbach (Eisensandstein des Doggers auf autochthonem Tertiärflysch). Die Unterfläche der Wildhorndecke

streicht O 10—12° N. Lokal kommt Verfaltung mit der Unterlage vor. Die Faltenachsen der Decke streichen O 45° N. Die Falte des Schilthorns ist in einer axialen Depression erhalten. Die Klippen des Drettenhorns, Hohgarthorns und der Lobhörner gehören zum Mittelschenkel der liegenden Schilthornantiklinale. Das Lütschinenatal ist ähnlich wie das Reuß- und das Kiental in eine Kulmination der Jurafalten eingeschnitten.

Der tektonische Teil der Arbeit ist von einer Tafel Profile und von zwei geologischen Gebirgsansichten begleitet. Man sieht aus ihnen, wie sorgfältig der Verf. gearbeitet hat. Der Text setzt vielfach die Kenntnis der bisherigen Literatur über das Gebiet voraus. **Otto Wilckens.**

F. Jenny: Diluviale Schotter mit Moränenbedeckung am Eingang ins Sernftal (Glarus). (Eclog. geol. Helv. **41**. 706—714. Taf. 13. 1918.)

Im untersten Sernftal findet sich eine Schotterablagerung, die eine Fortsetzung der bei Schwanden vorhandenen Kiesterrassen darstellt. Sie ist mit Moränen bedeckt und wird vom Verf. als interglazial angesprochen. Die Geschiebeauffüllung wurde durch den interglazialen Bergsturz von Glärnisch-Guppen veranlaßt, der einen Querriegel im Linthtal bildete, durch den die Linth aufgestaut wurde. Diese Aufstauung bewirkte eine Auffüllung von 30—40 m Mächtigkeit, die später, als der Bergsturzriegel durchnagt war, durch Erosion in Terrassen zerschnitten wurde.

Otto Wilckens.

J. Oberholzer: Bericht über die Exkursion der Schweizerischen geologischen Gesellschaft in die Glarner Alpen vom 13. bis 15. September 1917. (Eclog. geol. Helv. **14**. 688—705. 1918.)

Bericht über eine dreitägige Exkursion auf den Westabhang der Schildgruppe, nach Guppen und Oberblegi, zur Lochseite und ins Luchsingertobel. **Otto Wilckens.**

Arnold Heim: Zur Tektonik des Aubrig. (Eclog. geol. Helv. **14**. 678—680. 1918.)

Im Großen und Kleinen Aubrig kann man von N nach S folgende tektonischen Elemente erkennen:

1. Molasse.

2. Schuppenzone von Einsiedeln: Senon, Lutetian, Stadschiefer, Wildflysch, Austernbänke. Die Leistmergel sind sehr mächtig entwickelt. Es handelt sich um eine höhere eingewickelte Schubmasse (Decke der inneren Voralpen).

3. Kreideschuppen am Nordrand des Groß-Aubrig, zur Stirn der Säntisdecke gehörend.

4. Das in der Längsrichtung zerrissene Gewölbe des Groß- und Klein-Aubrig.

5. Die Wildflyschzone von Hinter-Wäggital mit Gipsfetzen an den Rändern (Decke der inneren Voralpen).

6. Drusbergdecke (oberer Lappen der Säntis—Wildhorndecke).

Die ursprüngliche Reihenfolge dieser Elemente von N nach S war: 1, 6, 3, 4, 2 [nicht 6, wie in der Arbeit steht. Ref.], 5.

Otto Wilckens.

R. Staub: Zur Kenntnis des jungtertiären Granitmassivs in Bergell. (Eclog. geol. Helv. **14**. 667—668. 1918.)

Der Monte della Disgrazia besteht nicht aus Granit, sondern aus Serpentin. Man sollte daher den Namen „Disgraziamassiv" durch „Bergellermassiv" ersetzen.

In Bergell treten die Margna-, die Suretta-, die Tambodecke, die Serpentine von Chiavenna und die kristallinen Gesteine der Aduladecke mit dem Bergellergranit in Kontakt. Der Bergellergranit durchbricht nicht nur die großen Deckengrenzen, sondern auch die kleinsten Spezialfalten in den einzelnen Decken und komplizierte Verfaltungen zweier Decken.

Otto Wilckens.

J. Oberholzer: Wildflysch und helvetischer Flysch in den östlichen Glarner Alpen. (Eclog. geol. Helv. **14**. 668—669. 1918.)

Im Flyschgebiet zwischen Ganixerpaß und Ragaz ist der Kontakt zwischen Wildflysch und helvetischem Flysch tektonischer Natur. Wildflysch und Blattengratschichten mit ihren Nummulitenbänken können nicht, wie Rothpletz und Boussac es getan haben, als verkehrter Mittelschenkel der Glarnerdecke aufgefaßt werden. Es gibt keinen Übergang zwischen Wildflysch und helvetischem Lutetian. Der Wildflysch erscheint in die zu den parautochthonen Decken gehörenden Synklinalen der Sandstein-Dachschiefergruppe eingewickelt. Er gehört einer besonderen Decke an, die vor der Entstehung der helvetischen Decken über das Faziesgebiet dieser letzteren hinübergeschoben wurde. **Otto Wilckens.**

Louis Rollier: Über alpine Kreide- und Nummuliten-Formation. (Eclog. geol. Helv. **14**. 669—674. 1918.)

Verf. hat „nach dreijähriger fleißiger Begehung des Kreide- und Eocängebietes zwischen Reuß und Rhein" „eine überraschend wichtige Korrektur zu den bisherigen Anschauungen über die alpine Kreide- und Eocänstratigraphie zu machen". Die Nummulitenschichten sind nicht alle tertiär; es gibt auch kreidische Nummulinen und Assilinen. Verf. hat im Brülisauer Tobel Inoceramen in Mergeln gefunden, die zwischen Grünsandsteinbänken mit Assilinen, Nummulinen und Orbitoiden liegen und gleich-

zeitig *Ananchytes ovata* u. a. Senonfossilien führen. „Von tektonischen Störungen kann in den von mir aufgenommenen Stellen keine Rede sein und wo solche vorkommen, sind sie auf die aufgestellte Schichtfolge nicht von Belang."

In der Diskussion protestieren Schardt und Lugeon energisch gegen diesen Versuch, die normale Folge der Schichten auf Grund von Beobachtungen umzuwerfen, die in einem stark dislozierten Gebiet gemacht sind.

[In Rollier's Ausführungen spielt auch die angeblich carbonische, in Wahrheit tertiäre *N. pristina* Brady eine Rolle. Ref.]

Otto Wilckens.

A. Buxtorf: Über das mutmaßliche Vorhandensein jung-cretacischer oder alteocäner Störungen (Verwerfungen) in den helvetischen Kalkalpen. (Eclog. geol. Helv. **14**. 663—665. 1918.)

Bei Beckenried tritt ein Konglomerat auf, das vom Alter des Lutetians ist und Gerölle und Blöcke von Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk enthält. Man muß daraus schließen, daß im Gebiet des späteren Seelisberggewölbes (Drusbergdecke) Dislokationen vorhanden waren, an denen diese Kreidehorizonte in das Meer des Lutetians aufragten, so daß sie diese Blöcke und Gerölle liefern konnten. Mit ähnlichen Verhältnissen muß bei der Entstehung des Auversian-Konglomerates von Ober-Lohegg am Schimberg gerechnet werden.

Während diese Brüche unserer Beobachtung nicht zugänglich sind, kennt man solche dagegen im westlichen Abschnitt der Axendecke auf beiden Seiten des Urner Sees. Es ruht z. B. unten an der Axenstraße das Lutetian auf oberem Schrattenkalk, etwas östlicher und höher am Hang ebenfalls, dazwischen aber auf Seewerkalk, der von Gault und Schrattenkalk unterlagert wird. Das Lutetian scheint demnach über einen Graben, in dem Gault und Seewerkalk enthalten war — während in den Randschollen die Oberfläche von Schrattenkalk gebildet wurde —, transgrediert zu haben. Allerdings müssen diese alten Brüche bei der späteren Alpenfaltung reaktiviert sein. **Otto Wilckens.**

Peter Christ: Geologische Beschreibung des Klippengebietes Stanserhorn—Arvigrat am Vierwaldstättersee. (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. XII. Liefg. VIII + 62 p. 2 Textfig. 5 Taf. 4°. Bern. In Komm. bei A. Francke (vormals Schmidt & Francke) 1920. Preis 6 Fr.)

Stanserhorn und Arvigrat bilden das Nordende derjenigen Bergkette, die das Melchtal und das Engelberger Tal trennen. Sie sind ortsfremde Klippen, bestehend aus Trias, Jura und Kreide, und ruhen auf Flysch, der seinerseits auf einer Unterlage aus Kreidegesteinen der helvetischen Decken liegt.

1. Stratigraphie der Klippengesteine.

I. Trias. Sie bildet den Fuß der beiden Klippen. Mancherwärts vollständig erhalten, ist sie an anderen Stellen durch Verquetschung stark reduziert, ja sogar verloren gegangen. Die besten Aufschlüsse boten die jetzt durch Rutschungen begrabenen Stollen und Tagebau der Gipsbrüche von Rohren am Stanserhorn. Hier waren 64 m einer Wechsellagerung von bunten Mergeln, Rauhwacken, rotem und weißem Gips aufgeschlossen. Der Gips geht in 30 m Tiefe in Anhydrit über. Eine höhere stratigraphische Lage nehmen an anderen Stellen Dolomite mit Mergellagen ein. Am Arvigrat fehlt der Gips; die Dolomite bilden auch hier das oberste Glied der Trias. Der weiße Gips wird als fraglich ladinisch, der rote Gips und die mit ihm vergesellschafteten Gesteine als karnisch, die oberen Mergel und Rauhwacken als norisch angesprochen. In den zentralschweizerischen Klippen s. s. (Stanserhorn—Buochserhorn, Arvigrat—Musenalp—Klewenstock) zeigt die Trias überall ziemlich die gleiche Ausbildung. Bemerkenswert ist, daß Tobler auf der Musenalp in fein kristallinen Dolomiten *Myophoria Whateleyae* v. Buch gefunden hat. Christ gibt ferner ein Profil durch die in 38 m Mächtigkeit aufgeschlossenen Triasbildungen südlich unterhalb Zwischenmithen, deren untere 25 m aus schwarzen und braunen, stellenweise sandigen Mergeln mit Dolomitbändern und Equiseten in den liegenden Partien bestehen. Diese Equisetenmergel hält Christ für eine nur lokale Erscheinung. Die Trias der Klippen am Vierwaldstättersee stimmt mit derjenigen in der nördlichen Zone der mittleren Voralpen überein.

II. Rhät. Am Stanserhorn bietet der „Lückengraben" ein Profil durch das Rhät, das von Moesch entdeckt, von Tobler untersucht (unpubliziert; die Fossilien wurden beschrieben durch W. Schmidt in Mitt. Geol. Ges. Wien. 2) und nun durch Christ mit Hilfe von Schürfungen ganz genau aufgenommen ist. Es werden 71 Schichtglieder unterschieden, die 48 m Mächtigkeit besitzen (wovon 12 m nicht aufgeschlossen). Die Gesteine sind Kalke, Mergel, auch Tone, von grauer und bräunlicher Farbe. *Avicula contorta* geht so ziemlich durch die ganze Schichtserie hindurch, oben und unten finden sich reiche Zweischalerfaunen. Dasselbe Fossil findet sich auch im Profil westlich Holzwang, in Blöcken auf der Alp Kohleren. Im Brandgraben fand Tobler eine 2 cm mächtige Bank mit *Terebratula gregaria*. Am Arvigrat (Südfuß) ist ein Rhätprofil von 16 m Mächtigkeit ohne Fossilien aufgeschlossen, westlich des Arvisattels wurde *Avicula contorta* angetroffen. Am Stanserhorn und Arvigrat zeigt das Rhät vorwiegend die schwäbische Zweischalerfazies; die karpathische Brachiopodenfazies (nach W. Schmidt charakteristisch für das Buochserhorn) tritt in einzelnen Bänken auf. Abgesehen von kleinen Faziesunterschieden und der sehr viel geringeren Mächtigkeit, stimmt das Klippenrhät gut mit dem der Klippendecke in den Voralpen überein.

III. Unterster Lias (Hettinger Stufe) kommt am Südfuß bei den Klippen vor, fehlt dagegen aus tektonischen Gründen an ihrer Nordseite. Die Fazies ist mitteleuropäisch, mit schwachem alpinen Einschlag. Die Gesteine (Kalke, Mergel, Echinodermen- und Dolomitbreccien) sind fast

durchgängig sandig oder quarzitisch. Mächtigkeit etwa 70 m. Reiche Fauna im Brandgraben und an der Gelben Fluh am Stanserhorn. Die Grenze gegen das Rhät wird durch den Wechsel zwischen dolomitischkalkiger und sandiger Ausbildung der Gesteine gegeben. Helle dichte Kalke sind das oberste Glied der Abteilung. Von den Klippen hat nur das Buochserhorn Hettinger Stufe geliefert; in der Klippendecke der Voralpen stimmt am besten der unterste Lias des „Massif des Bruns" mit dem der Klippen überein.

IV. Übriger Lias. Die Gesteine sind meist graue kieselige Kalke, unten auch Dolomitbreccien. Dicht über der Hettinger Stufe liegen lichte Kalke mit Silexlagen und -schnüren. Höher tritt eine Bank mit Brachiopoden auf. Der Lias β ist schwach glaukonitisch. Der mittlere Lias ist sehr fossilarm. Der obere Lias beginnt mit dunkelgrauen bis schwarzen tonigen Schiefern; darüber folgen Kalke mit Mergellagen. Die Grenze gegen den Dogger ist unscharf. Die Mächtigkeit der ganzen Schichtfolge beträgt etwa 180 m. Der ganze Lias ist in einer nördlichen Zone der Klippen (Stanserhorn—Buochserhorn) etwas anders ausgebildet als in einer südlichen (Arvigrat—Musenalp). In jener ist der Oberlias gut ausgebildet und bathyal, der Unterlias wechselnd brecciös und kalkig, in dieser fehlt der Oberlias, der Mittellias ist sehr kieselig, der Unterlias neritisch.

V. Dogger. Es lassen sich ein unterer *Zoophycus*-Dogger (dünne, etwas sandige Mergelkalkbänke und Schiefer) und eine obere Abteilung unterscheiden, die aus grobgebankten, rauhen, dunklen Spatkalken und darüber folgenden glimmerreichen Sandkalken mit Pflanzenresten besteht. Ersterer umfaßt die Schichten von der *Sowerbyi*- bis zur *tripartitus*-Zone, letztere entspricht der oberen Bath-Stufe. Die ganze Ausbildung ist die des *Zoophycus*-Doggers der Voralpen. In den Klippen findet sich die gleiche Ausbildung am Buochserhorn und am Jänzimattberg westlich Giswyl. An den Mithen und am Rotspitz vertritt dagegen den Dogger die „Rämsibreccie". Im oberen Dogger des Steinbergs am Stanserhorn finden sich Gerölle aus Dolomit, Quarzit, dunklem Kalk und roten und dunkelgrünen Quarzporphyren. C. Schmidt stellte fest, daß den letzteren die Erscheinungen der Dynamometamorphose fehlen, die den zentralalpinen kristallinen Gesteinen niemals abgehen. Die Porphyre stimmen mit denen der bunten Nagelfluh der Voralpen überein.

VI. Malm. Mächtigkeit etwa 300 m. Unten hellgraue, dichte Kalke (70 m) mit Belemniten, darüber konkretionäre Kalke der Aargau-Stufe, koralligene Kalke und Trochitenbänke des Sequans und unteren Kimmeridge und dichte Kalke, namentlich unten mit Silexknollen (oberes Kimmeridge und Portland). Diese Ausbildung gleicht der in den anderen Klippen und in den mittleren Voralpen.

VII. Kreide. Dichte, im Bruch glatte Kalke, die auf hellgrauer Grundfarbe dunkle Flecken und Schlieren zeigen, mit dünnen, dunklen Schieferzwischenlagen. In den Kalken häufig Hornsteine. Alter: Valendis bis Hauterive. Die Fazies ist dieselbe wie in der Zone des *Zoophycus*-Doggers in den Voralpen.

Couches rouges sind in einzelnen Blöcken gefunden.

2. Flysch der Klippenunterlage.

Die Klippen liegen nicht unmittelbar auf helvetischen Sedimenten, sondern auf Wildflysch, der zusammen mit dem Gips der Klippentrias als „Schmiermittel“ bei der Überschiebung gewirkt hat. Stellenweise sind in den Wildflysch Pakete von helvetischen Wangschichten eingewickelt.

3. Quartärablagerungen und Oberflächengeologie.

In diesem Abschnitt werden behandelt: die Moränen des Aare- und Engelberger Gletschers, die Abrutschmassen, Bergstürze (prähistorisch und postglazial!), Gehängeschutt, Bachschuttkegel und Quellen.

4. Tektonik.

Es sind genügend Aufschlüsse vorhanden, die die Wurzellosigkeit der Klippen beweisen. Das Stanserhorn zeigt Muldenbau, der namentlich in der Wand der Malmkalke deutlich ist. Die Unterkreide bildet den Muldenkern. Der Nordschenkel fällt flach nach S, die Muldenbiegung vollzieht sich in zwei stumpfen Winkeln, der Südschenkel ist saiger oder überkippt. Die Schichtfolge des Nordschenkel ist tektonisch reduziert. Die Auflagerungsfläche der Klippe ist nicht eben, sondern transversal zur Streichrichtung der Mulde gewellt. Die Transversalmulden sind mit angestauten Rauhwacken und Gipsmassen erfüllt. Zwischen den Kalken des Malms und oberen Doggers einer- und dem Lias andererseits herrscht unharmonische Faltung: der Lias zeigt mehr Biegungen.

Der eigentliche Arvigrat bildet eine mit 20—40° gegen N geneigte Sedimentplatte, deren tiefere Formationen sich gegen N ausspitzen. Hand in Hand geht dies mit einer flexurartigen Schichtknickung. Nördlich vom Arvigrat liegt eine zweite Schichtplatte, über die diejenige des Arvigrates hinübergeschoben ist.

Tobler hat die zentralschweizerischen Klippen nach ihren stratigraphischen Eigentümlichkeiten in zwei Zonen eingeteilt: eine innere mit transgressiv lagerndem *Mytilus*-Dogger und überschobener Hornfluhbreccie und eine äußere mit *Zoophycus*-Dogger und vollständiger Schichtfolge. In jener liegen die Mithen, Klippen vom Iberg und die Giswyler Stöcke, in dieser Buochserhorn, Stanserhorn, Rotspitz sowie Klewenalp, Musenalp, Arvigrat, Alpboglerberg.

Dagegen hat R. Staub (Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen) neuerdings die Auffassung vertreten, daß Mithen und Rotspitz in eine Zone gehörten, die primär nördlich des *Zoophycus*-Doggers gelegen habe. Auf Grund seiner Beobachtungen in den Giswyler Stöcken schließt Christ sich Staub an, indem er zu folgender Einteilung der Klippen kommt:

1. Innere südliche Zone: Iberger Klippen z. T., eigentliche Giswyler Stöcke. Sie entsprechen dem Innenrand der mittleren Voralpen (Spielgertenzone) und sind charakterisiert durch das Vorhandensein von ostalpiner Trias und das Fehlen von Lias und Dogger.

2. Mittelzone:

a) Klewenalp, Musenalp, Arvigrat. Sie entsprechen dem südlichsten Teil der Zone des *Zoophycus*-Doggers der Klippendecke und werden

charakterisiert durch helvetisch-penninische Trias, wenig mächtiges Rhät, klastischen Unterlias, *Zoophycus*-Dogger und unterkreidische Fleckenkalke.

b) Buochserhorn, Stanserhorn. Sie entsprechen dem mittleren Teil der *Zoophycus*-Doggerzone. Trias wie bei a, Rhät, Unter- und Mittellias gut entwickelt und fossilreich, *Zoophycus*-Dogger, mächtige Fleckenkalke der Unterkreide.

c) Jänzimattberg. Trias wie vorige, Rhät und Unterlias geringmächtig oder fehlend, Mittellias fossilreich, *Zoophycus*-Dogger.

3. Äußere, nördliche Zone.

a) Rotenfluh, Rotspitz. Trias helvetisch-penninisch, Lias nur spurenweise, Dogger kieselig-spätig bis brecciös, neocome Fleckenkalke geringmächtig, Couches rouges.

b) Mithen. Trias wie vorige, Lias wahrscheinlich als Kieselkalk von geringer Mächtigkeit entwickelt, Dogger brecciös („Rämsibreccie"). Malm klotzig, transgressiv überlagert von Couches rouges.

Nimmt man diese Gliederung an, so wird die (tektonisch unbeweisbare) Annahme hinfällig, daß die Mithen über die Rotenfluh, die Rotspitz über den Jänzimattberg hinübergeschoben sei.

Die einzelnen Klippen stehen ohne tektonischen Zusammenhang und sind einzelne Schollen. Die Annahme, daß die Klippen nicht Teile einer über die Alpen ausgedehnten Klippendecke, sondern losgerissene und passiv nordwärts verfrachtete Einzelschubmassen sind, hat daher viel Wahrscheinlichkeit für sich. **Otto Wilckens.**

Arnold Heim: Die Transgressionen der Trias und des Jura in den nördlichen Schweizeralpen. (Eclog. geol. Helv. **14**. 228—229. 1916.)

Die südliche Fazieszone des helvetischen Deckengebietes besitzt die vollständigste, die nördliche die lückenhafteste Schichtfolge.

Die Gegend der Windgälle bildete einen aus kristallinen Gesteinen bestehenden Rücken, über den von N und von S her die Sedimente des Mesozoicums transgredierten (bis zur Ablagerung des Bayeux). Dieser Rücken streicht über Fernigen nach SW fort, scheint sich aber gegen O zu verlieren. Dieser Rücken blieb wohl bei der Transgression der Mitteltrias als Insel bestehen. Im älteren Lias trat eine Regression in der nördlichen Zone ein, worauf in der Aalen-Zeit wieder eine Transgression folgte, die im Bayeux auch den Windgällenrücken überflutet, ein Zustand, der in der Kreide meist anhält.

Innerhalb des Jura treten einige Diskontinuitäten auf: eine zwischen *Opalinus*-Schiefer und Echinodermenkalk (Aalen—Bayeux) nördlich des Windgällenrückens, eine unter dem Eisenoolith des Kellaway (Fehlen des Bath) südöstlich, östlich und nordöstlich dieses Rückens, und eine über dem Kellaway (Fehlen des Oxford) mit örtlicher Ausnahme der Windgälle im ganzen helvetischen Faziesgebiet östlich der Reuß.

Otto Wilckens.

Ed. Gerber: Rhätfossilien aus den Zwischenbildungen von Trachselhausen im Lauterbrunnental. (Eclog. geol. Helv. **13**. 366. 1915.)

Die vom Verf. gesammelte Rhätfauna besteht aus 14 Arten von Bivalven, darunter *Avicula contorta*. **Otto Wilckens.**

E. Argand: Compte-rendu de l'excursion de la Société géologique suisse à Zermatt les 16, 17 et 18 septembre 1915. (Eclog. geol. Helv. **14**. 192—204. 1916.)

Bericht über eine Exkursion der schweizerischen geologischen Gesellschaft von Zermatt auf den Riffelberg und Gornergrat, nach Trift, den Kühberg und den Gipfel 3357 zum Studium der penninischen Decken unter Führung von E. Argand. **Otto Wilckens.**

M. Lugeon: Sur l'origine des blocs exotiques du Flysch préalpin. (Eclog. geol. Helv. **14**. 217—221. 1916.)

Der Flysch, der bei Habkern die berühmten exotischen Blöcke enthält, ruht unmittelbar auf Nummulitenschiefern der Wildhorn-Decke. Die von Beck als exotische Kreideblöcke betrachteten Globigerinenkalke gehören nach Lugeon zum Flysch, dessen Alter Boussac als mitteleocänisch bestimmt hat. Wenn Beck in Kalklinsen Aptychen gefunden hat, so ist das entweder so zu erklären, daß eine Kreideschuppe tektonisch in den Flysch gedrungen ist, oder so, daß sie einem exotischen Block entstammen, der dieselbe Fazies wie der Flysch besitzt. Die exotischen Blöcke werden im Flysch um so reichlicher, je mehr er, unter Zurücktreten der zoogenen, eine terrigene Fazies annimmt. Die exotischen Blöcke müssen also in das Meer gerutscht sein, in dem sich die schlammigen Materialien ablagerten. Sie müssen also von einer nahen Küste stammen.

Die Niesendecke und der Habkernflysch sind keine tektonische Einheit. Beck's Bezeichnung „Niesen-Habkerndecke" muß aufgegeben werden. Der Beweis ist durch folgenden Fund erbracht: Am Torrent de Culand [Nebenbach der Grande Eau, Bez. Aigle. Ref.] fand Lugeon Flysch mit exotischen Blöcken (Granite, Globigerinenkalk, grüne Quarzite), der mit dem Habkernflysch übereinstimmt. Dieser Flysch liegt auf dem Nordabfall der Diableretsdecke auf einer Schuppe oolithischen Orbitolinenkalkes (Barrême), die ihrerseits dem Flysch der Diableretsdecke aufgelagert ist. Der Niesenflysch dagegen, der nie die Globigerinenkalke und die grünen Quarzite führt, überdeckt die Gesamtheit der Schuppen der inneren Voralpen. Der Habkernflysch gehört also zu den inneren Voralpen. Dasselbe gilt auch von den Leimernschichten. Die Niesendecke ist eine Verzweigung der Gr. St. Bernhardsdecke. Die Decke der inneren Voralpen dagegen wurzelt tiefer und vor der Decke des Gr. St. Bernhard. Die exotischen Blöcke von Habkern sind also Bestandteile eines terrigenen Sedimentes und

stammen aus einem Gebiet, das heute unter den penninischen Decken liegt oder an der Stirn der tiefsten derselben.

In der Diskussion begrüßt Schardt die Bestätigung seiner 1891 ausgesprochenen Auffassung von der Natur des exotischen Flyschmaterials. Beck erwidert, daß der Habkernflysch, wenn seine Wechsellagerung mit den Globigerinenschichten primär wäre, cretacisch sein müßte (wegen der Aptychen). Er ist aber aufs intensivste verquetscht. Die Granitblöcke von Habkern sind vielleicht nur tektonisch isolierte Komponenten eines gewaltigen Konglomerates. **Otto Wilckens.**

Arnold Heim: Der Kontakt von Erstfeldergneis und Trias am Scheidnössli. (Eclog. geol. Helv. **14**. 230—232. 1916.)

Eine Untersuchung des bekannten Aufschlusses am Scheidnössli (Trias auf Gneis) hat den Verf. dazu geführt, die gefältelte „Arkose" (W. Staub und B. G. Escher) als prätriadisch verwitterten Erstfeldergneis zu betrachten. Die Einschlüsse von Dolomit in dem Gneis (einen fluidal gefältelten Orthogneis) sind als magmatisch zu betrachten. Die alte Gneisoberfläche wird durch einen geringmächtigen, stellenweise aussetzenden Arkosesandstein eingeebnet. Darüber liegt die mittlere Trias: erst Sandsteine, dann 4,8 m Wechsellagerung von Sandstein und Dolomit, dann 15 m Rötidolomit und hierauf Dogger.

In der Diskussion betont Hugi die Verschiedenheit der Dolomiteinschlüsse von den Kontaktschollen in den Gneisen des zentralen und westlichen Aarmassivs, während Schardt sie als Sekretionen ansprechen möchte. **Otto Wilckens.**

Albert Heim: Die Juramulde von Fernigen. (Eclog. geol. Helv. **14**. 232—233. 1916.)

Im Kalkkeil von Fernigen liegt auf Sericitschiefern oder etwas Sericitsandstein oder höchstens 50 cm mächtigem Rötidolomit Kalk (5—12 m) der Bayeux-Stufe mit einem sandigen Grundkonglomerat mit Rötidolomitgeröllen. Es folgen 1—10 m *Parkinsoni*-Schiefer und -Kalk, 0,5—5 m Eisenoolith des Kellaway, 0,25—1 m Schiltkalk, 10—20 m „Schiltschiefer", dann Hochgebirgskalk. Der Kalkkeil läßt sich auf 15 km verfolgen. Arbenz vermutet mit Recht die Fortsetzungen im Jungfraukeil einer-, in der Windgällenfalte andererseits. Der Kalkkeil ist durch die tertiäre Gebirgsfaltung entstanden. **Otto Wilckens.**

Gerhard Henny: Sur les conséquences de la rectification de la limite alpino-dinariques dans les environs du massif de l'Adamello. (Eclog. geol. Helv. **14**. 233—239. 1916.)

Die Zone des Canavese, gelegen zwischen der Zone Sesia-Lanzo und der Dioritzone von Ivrea, zeigt einen sehr mannigfaltigen Aufbau aus Graniten, Porphyren, mesozoischen Sedimenten, Grünschiefern usw.

Argand sucht in ihr die Wurzel der rhätischen Decke, Lugeon auch die Wurzel derjenigen der mittleren Voralpen. Im West- und im Ostteil dieser Zone treten Sedimente dinarischen Charakters auf. Daraus ist zu schließen, daß eine Antiklinale („insubrische Antiklinale") existiert, deren Kern die Dioritzone von Ivrea und deren Nordschenkel die Zone des Canavese bildet. Dann muß die Wurzel der ostalpinen Decken in dieser letzteren liegen. Nördlich der dinarischen Kalke von Dongo am Comer See herrscht N—S-Streichen. Die alpino-dinarische Grenze beschreibt hier eine scharfe Krümmung. Die Grenze verläuft zwischen den Kalken von Olgiasco und Dongo einer- und denen von Gravedona und Dubino andererseits. Im Veltlin dehnt sich die Zone des Canavese beträchtlich aus. Hier sind die höheren und daher breiteren Teile der Wurzeln erhalten. Weiter östlich ist angeblich die Tonalelinie die Grenze zwischen den Edolo- und den Tonaleschiefern und zwischen Alpen und Dinariden. Henny hat diese Grenze nicht finden können. Die genannten Schiefer gehen ineinander über, die alpino-dinarische Grenze liegt südlich der Edoloschiefer. Bei Malonno liegen carbonische Quarzite, Grödener Sandstein und Werfener Schichten mit *Naticella costata*. Die dinarischen Schichten fallen mit 40—50° unter die alpinen. In der Val d'Aglione erkennt man die Fortsetzung der insubrischen Antiklinale. Östlich der Val Camonica folgt die alpino-dinarische Grenze der Val Gallinera und verliert sich im Adamellomassiv. Östlich desselben fallen die dinarischen Kalke auf der Nordseite des Soletales unter das alpine Kristallin. Diese Erscheinung läßt sich nach S bis zum Monte Sabbione verfolgen. Von diesem an nordwärts ist also die Judikarienlinie keine normale Verwerfung, sondern die Linie der Auflagerung der Alpen auf die Dinariden. Südwärts von ihm ist die Judikarienlinie nur die Grenzlinie zwischen dem dinarischen Kristallin und der dinarischen Sedimenthülle.

Der Adamellostock durchschneidet somit die alpino-dinarische Grenze und ist jünger als die Alpenfaltung, ebenso wie der Diorit von Brusso, der Syenit von Biella und der Granit der Disgrazia.

Den Schluß der Mitteilung bildet eine Auseinandersetzung, wie der Verf. sich den Verlauf der alpinen und dinarischen Faltung denkt.

Otto Wilckens.

M. Lugeon: Recherches dans le massif de la Dent de Morcles. (Eclog. geol. Helv. **14**. 14—15. 1916.)

Bemerkungen über den Bau der Carbonsynklinale der Dent de Morcles und Berichtigungen zur Renevier'schen Karte dieser Gegend. Das Ostende des Mt. Blanc-Massivs zeichnet sich in der gleichen Weise wie das Westende des Aarmassivs durch das Auftreten kristalliner Schuppen und eine starke Reduktion des verkehrten Schenkels der tiefsten helvetischen Decke aus. **Otto Wilckens.**

Ch. Sarasin: La géologie des Préalpes internes entre Rhône et Grande-Eau. (Eclog. geol. Helv. **14**. 33—34. 1916.)

Zwischen der Paßzone und der mesozoischen Schuppe des Chamossaire und des Ormontstales bestehen große stratigraphische Unterschiede. Trias und Jura des Chamossaire gleichen sehr denen der Brecciendecke, der der Chamossaire offenbar angehört. Seine Schuppe bildet eine liegende Synklinale, die südwärts tief in die inneren Voralpen hineindringt und sich in die Synklinale zwischen Diablerets- und Wildhorndecke hineinschachtelt. Die Decke der mittleren Voralpen fehlt, wohl infolge von Ausquetschung. **Otto Wilckens.**

Fr. de Loys: Sur la présence de la Mylonite dans le Massif de la Dent du Midi. (Eclog. geol. Helv. **14**. 36—37. 1916.)

Man hat bisher an der Dent du Midi unterschieden: 1. autochthone Basis; 2. mächtigen transgressiven Flysch; 3. Morcles-Decke. Verf. hat am Col des Dardeux zwischen 2. und 3. im Tertiär einen Granit-Mylonit aufgefunden; 3. wurzelt somit in der Mulde von Chamonix und wird von einer vorgezerrten Schuppe aus dem Arguilles Rouges-Massiv unterlagert. **Otto Wilckens.**

E. Hugi: Kontaktschollen im Gneis des oberen Lauterbrunnentales. (Eclog. geol. Helv. **13**. 359—365. 1915.)

1. Verf. bestätigt Sauer's Ergebnis, daß die sog. Gneise des Lauterbrunnentales granitischer Natur sind.

2. Dieser Granit schließt zahlreiche Schollen ein, die kontaktmetamorph sind, vom Granit injiziert werden und endogene Kontakterscheinungen hervorgerufen haben. Diese „Kontaktschollen" haben sehr verschiedene Gestalt und Ausdehnung und sind Marmore, Kalksilikathornfelse, Glimmer- und Hornblendeschiefer. Verschiedene dieser Vorkommen werden eingehender geschildert.

3. Der Granit des Lauterbrunnentales und der mit ihm identische Innertkirchener Granit sind älter als der Gasterengranit, denn letzterer sendet aplitische und pegmatitische Injektionen in erstere. Man sieht dies sehr schön an den Rundhöckern, die der stark zurückgeschmolzene Tschingelgletscher vor seiner Zunge freigegeben hat. Diese Gänge stimmen ganz mit der Randfazies und den Gängen des Gasterengranits überein, während ähnliche Gesteine in der nördlichen Gneiszone und im Aarmassiv unbekannt sind. Zu dieser Altersbestimmung ist auch Koenigsberger gekommen. **Otto Wilckens.**

H. Preiswerk: Zur Altersfrage der Granitgneise im Simplongebiet. (Eclog. geol. Helv. **13**. 169—178. 1914.)

Die Mitteilung ist eine Erwiderung gegen Rothpletz und Arndt. Letzterer hält die „Gerölle" von Lavin für Apophysen. Aus Arndt's

Beschreibung geht hervor, daß granitisches bezw. aplitisches Material vom Antigoriogneis losgetrennt und in den Triaskalk eingebettet wurde. Ihre jetzige Formen verdanken die Einschlüsse der Auswalzung und Pressung. Die Apliteinschlüsse und der Marmor, in dem sie liegen, verfließen miteinander ohne scharfe Grenze. Demnach haben der Marmor und die Einschlüsse sich nicht mehr gegeneinander verschoben, seitdem der Kalk seine jetzige kristallinische Beschaffenheit erhalten hat. Die Einschlüsse haben also schon vorher ihre ellipsoidische Gestalt besessen und sind vom festen Antigoriogneis losgetrennt. Kalk und Gneis haben dann dieselbe Umkristallisation erlitten, nämlich diejenige aller Simplongesteine. Diese ist postliassisch. Die „Kontaktmineralien" sind vorhanden, müssen aber auf eine letzte Kristallisationsphase zurückgeführt werden und mögen unter der Einwirkung eines wenig tief gelegenen Magmarestes oder durch die Wirkung der Tiefenstufe entstanden sein. Das Gestein der Gerölle von Lavin hält Preiswerk für rekristallisierten verwitterten Granit.

Die Vorkommen von Eisten und Im Stafel sind gleichfalls Gerölle. Weitere Konglomerate finden sich am Hohsandgletscher und bei Campo im Bavonatal.

Rothpletz und Arndt meinen, daß Schmidt und Preiswerk im Simplongebiet die Trias nach dem Merkmal hoher Kristallinität ausgeschieden haben. Dies Merkmal stelle sich aber immer da ein, wo die Kalkgesteine an Orthogneis grenzen. Wären nur die Dolomite und Gipse als Trias kartiert, so würden die durchgehenden Triasbänder der Schmidt-Preiswerk'schen Karte stark durchlöchert werden. Demgegenüber ist zu bemerken, daß der Triaskalk sich durch den geringeren Tongehalt gut von den Kalkschiefern jüngeren Alters unterscheidet. Auch liegt die Trias auch vielfach auf Paragneisen, wenn sie auch auf den Orthogneisen meist mächtiger ist. Die angeblichen zwei Faltensysteme im Simplongebiet werden durch die Neigung der Achsen der SW—NO streichenden Falten vorgetäuscht. Allerdings ist das Deckensystem nachträglich nochmal als Ganzes gefaltet. **Otto Wilckens.**

J. Koenigsberger: Zur Abtrennung des Erstfelder- vom Aarmassiv und ergänzende Beobachtungen im Aarmassiv. (Eclog. geol. Helv. **13**. 178—184. 1914.)

Im Gegensatz zu W. Staub hält Koenigsberger die Abtrennung eines Erstfeldermassivs vom Aarmassiv nicht für angängig. Auch betrachtet er, anders als W. Staub, den Gasterengranit als jünger als die kristallinen Schiefer. Es haben in den Gneismassiven Förderungen von saurem Magma in mehrfacher Folge stattgefunden: Orthogneise, Injektionsgneise, Granit, Porphyr sind ihr Ergebnis in der zeitlichen Reihenfolge. Zum Schluß werden einige Unterschiede in der Karte des Verf.'s und derjenigen W. Staub's diskutiert. **Otto Wilckens.**

J. Oberholzer: Der Deckenbau der Glarner Alpen östlich von der Linth. (Eclog. geol. Helv. 13. 369—372. 1915.)

Wie auf der West-, so besteht auch auf der Ostseite des Linthtales das Glarner Gebirge aus mehreren Überschiebungsdecken.

Die Schilt—Mürtschenstockgruppe bauen Glarner-, Mürtschen- und Säntisdecke auf. Zwischen den beiden ersteren liegt eine Art Lochseitenkalk, ferner am Fronalpstock eine Scholle mit verkehrter Schichtlage.

In der Magereu—Guschagruppe lassen sich Glarner- und Mürtschendecke nur an der Ostwand des unteren Murgtales gut unterscheiden. Im mittleren und südlichen Murgtal ruht der Verrucano beider Decken unmittelbar aufeinander. Zwischen Sernf-, Weißtannen- und Walensee—Seeztal gehört der Verrucano der Mürtschendecke an, ebenso natürlich auch die darauf liegende Trias, die durch das Auftreten einer 50—100 m mächtigen Rauhwacke zwischen Melsersandstein und Rötidolomit ausgezeichnet ist. Auch Verrucano und Trias der Grauen Hörner sowie die Verrucanokappen der Ringel-, Segnes- und Vorabgruppe müssen wegen ihrer faziellen Ausbildung zur Mürtschendecke gehören. Der Lias der Magereu-Guschagruppe muß ein Glied der Axendecke sein. Dies folgt nicht nur daraus, daß in der Mürtschendecke sonst immer der Lias fehlt, sondern auch aus der diskordanten Auflagerung dieses Lias auf verschiedene ältere Formationen.

In der Kärpfgruppe lassen sich im W Glarner- und Mürtschendecke deutlich trennen. In der Schönaukette wird der Verrucano durch ein Dolomitband in zwei Massen gegliedert. Zur Mürtschendecke gehört der Gipfelklotz des Bützistock sowie wohl auch die Hauptmasse des Verrucano in der mittleren und östlichen Kärpfgruppe. Der Lias des Etzelstocks und des Mäzgrates sind als Reste der Axendecke zu betrachten.

Glarner- und Mürtschendecke haben keine sehr große Ausdehnung. Letztere kann nicht weit über die Ostseite der Grauen Hörner hinausgereicht haben.

Im Sernf-, Weißtannen-, Taminatal, Ringel- und Segnesgebiet ist der Flysch im Liegenden des Verrucano überall Wildflysch mit exotischen Blöcken, unbeständigen Nummuliten- und Lithothamnienbänken und unregelmäßigen Massen von seewerartigem Kalk. Sein Liegendes bilden sehr verschiedene Schichtgruppen des autochthonen und parautochthonen Gebirges. Er gehört einer besonderen Decke an. **Otto Wilckens.**

D. Trümpy: Zur Tektonik der unteren ostalpinen Decken Graubündens. Vorläufige Mitteilung. (Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich. 58. 1912. 1—9.)

Zweck der Mitteilung ist, die Angaben Zyndel's über den Gebirgsbau Mittelbündens zu erweitern und zu berichtigen und namentlich den tektonischen Zusammenhang der verschiedenen Decken auf beiden Seiten des Inn festzustellen.

Ein Profil durch Bernina-, Languard- und Campogruppe in der Richtung W—O ergibt folgendes Bild: Die Basis bildet die rhätische Decke (Malojagneis, metamorphe Sedimente). Auf einer flach nach O einfallenden Überschiebungsfläche folgt darüber die Berninadecke (Granit, Syenit, Sedimente des Piz Alv-Zuges). Diese wird wiederum überlagert von der Languarddecke (Sedimentgneise, Amphibolite, Quarzporphyr, Granit, Sedimentzug des C'no. di Campo und Mte. Vago). Es folgt eine dritte Decke (Granatglimmerschiefer, Sedimentgneise, Amphibolit, Pegmatit, Granit, Diorit, keine mesozoischen Sedimente), die wahrscheinlich nichts anderes als die Vertretung der Silvrettadecke südlich des Inn ist. Die Züge mesozoischer Sedimente sind im Oberengadin Leitlinien der Tektonik. Für gewöhnlich wenig mächtig, können sie durch Stauung und Schuppung stark anschwellen (Piz Alv, Sassalbo, Gessi), andererseits aber auch zu Linsen von 0,2—30 m Dicke reduziert sein. Wo Kristallin und Triasdolomit sich berühren, findet sich überall Rauhwacke, oft mit kristallinen Trümmern. Die Rauhwacken haben nach Trümpy deshalb keine stratigraphische Bedeutung.

Der Piz Alv-Zug, der die erste und zweite ostalpine Decke voneinander trennt, läßt sich von östlich der Alp Grüm über Forcla Carale—Vedretta di Cambrena—östl. Vorgipfel des Piz Arlas zum Piz Alv verfolgen Im Heutal ist die Auflagerung der kristallinen Massen des Piz Minor und Prünas auf den Piz Alv-Zug prachtvoll aufgeschlossen. Letzterer zieht von der Forcla da Languard durch Val Languard nach Pontresina und zum Statzersee, versinkt im Schutt des Inntals, taucht bei Celerina wieder auf und verbreitet sich nun sehr, so daß er den Piz Padella, den Piz Nair u. a. aufbaut. Der Piz Padella stellt eine liegende Falte dar, die Stirnfalte der Bernina—Julierdecke. Ihr liegender Schenkel liegt auf dem Granit des Piz Ot. Der Piz Mezaun zeigt den gleichen Bau; auch er ist eine liegende Stirnfalte. Im Val Chamuera, bei Serlas und Guandalaina sinken der Triasdolomit und der Lias des Piz Mezaun unter das Kristallin des Munt Olivet und Vaüglia, d. h. unter die Languarddecke. Der Liaszug des Val Chamuera tritt durch ein Fenster in der Languarddecke an die Oberfläche. Er entspricht dem Piz Alv-Zug.

Die Languarddecke hat ihr Hauptverbreitungsgebiet im Val Chamuera. Zu ihr gehören Piz Prünas, Prünellas, Languard, Vadret, Vaüglia, Everone, ferner die Albulagranite des Crasta Mora-Kammes des Piz d'Err auf der NW-Seite des Inn. Trotz ihrer Zugehörigkeit zu einer höheren Decke sinken die Errgranite unter die Sedimente der Bernina—Julierdecke. Es handelt sich um eine Einwicklung: Die aus mesozoischen Sedimenten bestehende liegende Stirnfalte der Bernina—Julierdecke sticht schräg aufwärts in die Languard—Errdecke hinein. Die Errdecke keilt unter der Padellafalte nach Süden aus, aber die Languarddecke ist nicht eine neue Decke, sondern mit der Errdecke eins.

Zyndel's Ansicht, daß das Braulio—Lischannagebirge unter die Silvretta einsinkt, stimmt Trümpy zu. Es ist die östliche Fortsetzung der Aeladecke. Die letztere und die Languarddecke gehören stratigraphisch und tektonisch zusammen und haben eine gemeinsame Wurzel.

Die unteren ostalpinen Decken zeigen eine sehr schwache Entwicklung der Trias. Im Dolomit des Piz Padella wurde *Worthenia solitaria* gefunden; es ist also Hauptdolomit. Das Fehlen der Sedimentdecke an vielen Stellen in den untersten ostalpinen Decken ist wahrscheinlich primär. Bernina- und Languarddecke bildeten im Mesozoicum meist einen Landrücken. Von ihm stammen die kristallinen Komponenten der polygenen Konglomerate und Breccien im Dogger und Malm der Klippendecke der Zentral- und Ostschweiz. Die Brecciendecke fehlt wahrscheinlich in Graubünden. Querfaltungen, die auf einen Schub aus Osten zurückzuführen sind, lassen sich gut am Berninapaß (Piz d'Arlas, Sassal Masone), am Colle des Tieno und Sassalbo beobachten. **Otto Wilckens.**

Leo Wehrli: Die Kohlen der Schweizeralpen. (Eclog. geol. Helv. **14**. 660—663. 1918.)

Die alpinen Kohlenvorkommen der Schweiz gehören dem Eocän, der Kreide(?), dem *Mytilus*-Dogger, dem Rhät und dem Carbon an.

Als charakteristische Beispiele werden hervorgehoben:

Niederhorn—Gemmenalphorn am Beatenberg: Kohlenflöz von 0,05 bis 0,20 m Mächtigkeit in Nummulitensandstein. Ausbeutung bis 1856.

Diablerets: 4 m kohlenführende Mergel der Cerithienschichten in der Südwand der Diablerets.

Boltigen: 40—50 cm Kohle im *Mytilus*-Dogger. Ausbeutung seit 1764, letzte Blütezeit des Bergbaues 1841—1856 (bis 20000 Zentner jährliche Förderung). 1882 Auflassung. Die Kohle ist eine gute Gaskohle mit 5% Asche.

Wallis: Über 100 verschiedene Fundstellen von Anthrazit. Meist mehrere (bis 16) Flöze von durchschnittlich 0,5 m Mächtigkeit. Die Kohle enthält bis 35% (und noch mehr) Asche, ist aber doch für gewisse Zwecke verwendbar. 1917 hat Verf. den Vorrat an Walliser Anthrazit auf fünf schweizerische Jahresbedürfnisse geschätzt. Wahrscheinlich ist er bedeutend größer. Der Bundesrat hat 1917 40000 Fr. zur Untersuchung der Walliser Anthrazite ausgeworfen. Die Leitung derselben ist Prof. Schmidt-Basel übertragen. **Otto Wilckens.**

C. Schmidt: Texte explicatif de la Carte des Gisements des matières premières minérales de la Suisse 1:500000. I. Charbons. — Asphalte, Pétrole, Gaz naturels, Schistes bitumineux. II. Sels. III. Minerais. 3 Tafeln. Bern 1920, in Kommission bei A. Francke. Preis mit Karte Fr. 15.—.

Die französische Ausgabe mit 256 p. weist gegenüber der deutschen von 1917 (76 p.) sehr starke Erweiterungen auf, was sich namentlich auf die durch die Knappheit an Rohstoffen in der Schweiz bedingten neuen Schürfe zurückführen läßt. Der Text ist knapp gehalten, bringt jedoch alles Wesentliche und auch viele Einzelheiten. Genetische und tektonische

Verhältnisse sind stets berücksichtigt, ebenso Historisches und Stand der Aufschlußarbeiten. Auf eine Wiedergabe der sehr vielen einzelnen Aufschlußbeschreibungen muß hier verzichtet werden.

I. Brennbare Ablagerungen.

Auf Alter, Verbreitung, chemische, physikalische und technische Eigenschaften wird ausführlich eingegangen.

1. Torf. Flachmoore finden sich in der Molasseebene und in den großen Tälern, Hochmoore im Waadtländer, Neuenburger und Berner Jura sowie am Alpenrand. Torf findet sich in den Längstälern des Jura, im Innern des Moränenkranzes in der Ebene und in geringer Menge in den Alpen. Gesamtoberfläche ca. 2000 ha, Förderung 1918 ca. 300000 ts.
2. Schieferkohlen, dem Torf sehr ähnlich, finden sich zwischen den Glazialablagerungen der Riß- und Würm- und denen der Mindel- und Rißzeit. Wichtigste Vorkommen: bei St. Gallen, am oberen Zürichsee, bei Zell-Gondiswil. Ausbeute 1918: 68718 ts.
3. Tertiäre Braunkohlen sind im Jura nicht ausbeutungsfähig, wohl aber in der Nagelfluhfazies wie in der Molassefazies des Oligocäns und Miocäns. Es sind nicht typische Braunkohlen, sondern Pechkohlen. Eocäne, mit Süßwasserablagerungen verknüpfte Kohlen in den Alpen haben technisch keine Bedeutung.
4. Mesozoische Kohlen finden sich in unbedeutender Menge im Keuper des Jura, wichtiger sind die Kohlen der *Mytilus*-Schichten des Doggers westlich vom Thuner See.

   Die tertiären und mesozoischen Kohlen der Alpen haben in der Regel das Verhalten von Steinkohle oder gar Anthrazit angenommen. Die Gesamtförderung an ihnen betrug im ersten Vierteljahr 1919 4859 ts.
5. Carbonische Kohlen. Es werden zunächst die Beziehungen zu anderen Kohlengebieten besprochen (Taf. II), sodann die Beziehungen zur Alpentektonik.

   Am wichtigsten ist die Walliser Kohlenzone mit ihrer Fortsetzung bis zum Tödi. Es läßt sich eine innere Zone mit mittlerem Westphalien und unterem Stephanien und eine äußere, im allgemeinen jüngere (mit mittlerem Stephanien) unterscheiden.

   Alle Kohlen sind in limnischen Becken abgelagert und alle haben starke Umwandlung (Analysen usw. p. 63 u. Taf. I, mikroskop. Bilder Taf. III) durchgemacht, wobei sich C z. T. bis auf über 97 % angereichert hat. Ausquetschung, Auflösung in Linsen und Zerstückelung sind Folgen der Faltung.

   In den letzten 100 Jahren bis 1917 wurden etwa 80000 ts gefördert, 1918 dagegen allein 41490 ts, wobei Flözchen von weniger als 10 cm gebaut wurden.

Es werden die einzelnen Vorkommen des Hauptzuges und das abseits liegende von Lugano (dort Steinkohle, nicht Anthrazit) genau besprochen.

6. Asphalt, der einzige Schweizer mineralische Rohstoff, der eine Rolle auf dem Weltmarkt spielt, da ca. $\frac{1}{6}$ (ca. 300000 ts) der Weltproduktion vom Val de Travers kommt. Dort tritt der Asphalt in den Caprotinenkalken des oberen Urgon, weniger in den grünen Sandsteinen des Albien auf. Die Mächtigkeit der Asphaltzone beträgt 2—8, im Mittel 7 m. Bisher sind 2 Mill. ts gefördert. Kleinere Vorkommen finden sich am Nordende des Neuenburger Sees, Asphalt wurde ferner in Jura und Trias erbohrt.
7. Erdöl und Asphalt sind beschränkt auf die Zone zwischen Aarau und Seyssel an der Rhone. Bei Aarau-Murgental tritt Erdöl in der unteren Süßwassermolasse auf, im Val de Travers im Molassesandstein, in der unteren Süßwassermolasse am Neuenburger See und ebenso in der Molasse westlich Genf.
8. Erdgas findet sich bei Yverden. Die Quelle liefert 4,42 sec/l mit 97,5 % Methan.

   Alle Bitumina der Jurazone sollen nach Schmidt aus der unterteufenden Fettkohle stammen. Diese Ansicht dürfte wohl nicht von allen Geologen geteilt werden.

   Es werden ferner Grubengase und ähnliche Gase einschließlich der Sumpfgase besprochen.
9. Ölschiefer. Die Liasölschiefer des Jura werden nicht ausgebeutet. In der Trias der Umgegend von Lugano kommen in verschiedenen Horizonten Ölschiefer vor, die z. T. auf „Saurol“ verarbeitet werden.

II. Salze.

1. Steinsalz. Die Bohrung Allschwil bei Basel hat keine Fortsetzung der elsässischen Salzlager im Oligocän angetroffen.

   Alles technisch wichtige Salz der Nordschweiz kommt im mittleren Muschelkalk vor und zwar etwa 60 m unter seinem Hangenden in einer Mächtigkeit von (0—)2—30 m. Die Salzzone erstreckt sich von Schaffhausen bis Basel. Auf die tektonischen Verhältnisse sowie auf das Verhältnis von Auslaugung zu Bodensenkung wird näher eingegangen. Förderung: Rheinfelden 100000 Ztr., Schweizerhall 300000 Ztr. jährlich. In der Bohrung bei Buix n. Pruntrut wurde im Keuper kein Salz gefunden, wohl aber auch 60 m unter dem Dach des mittleren Muschelkalkes.

   In den Alpen kommt Salz ebenfalls besonders in der Trias vor. Bei Bex (Waadt) wird aus Haselgebirge jährlich eine Menge von 50000 Ztr. Salz gewonnen.
2. Bittersalz wird aus dem Gipskeuper bei Mülligen und Birmenstorf gewonnen.

III. Erze.

1. Oxydische Eisenerze.

Bohnerze, über Kalken liegend, werden aus dem Eocän, teils roten Bohnerztonen, teils Huppererde gewonnen. Das gewaschene Erz hat bis 60 % Fe_2O_3, d. i. ca. 40 % Fe. Frühere Abbaue von Schaffhausen bis Waadt, jetzt nur mehr bei Delsberg durch 2 (früher insgesamt 119) Schächte. Vorrat ca. 1 Mill ts.

Eisenoolithe des Valendis im Jura enthalten gewaschen bis 35 % Fe. Die Bauten sind jetzt auflässig.

Eisenoolithe liegen ferner im Aargauer Jura im oberen Dogger und unteren Malm. Ebenso am Randen, im Berner Jura auch in den *Murchisonae*-Schichten.

Von 1810—1876 lieferten die Hochöfen im Juragebiet etwa 300000 ts Roheisen. In derselben Zeit wurden im Alpengebiet 137200 ts erzeugt.

Auch dort sind es teils eocäne Bohnerze, teils den Kressenberger Eisenerzen ähnliche Vorkommen am Lowerzer See.

Wichtiger sind die Eisenerze des Malm (Hochgebirgskalks), dessen Quintnerkalk in der Nähe von Sargans ein Roteisenflöz mit Pyrit und anderen Mineralien enthält, das noch gebaut wird.

Der obere Dogger enthält zwischen Engelberg und Brienz und an anderen Stellen chamositische Oolithe. Die ostalpine Trias und der Verrucano führen an verschiedenen Stellen und in verschiedenen Horizonten oxydische Eisen- und Manganerze ebenso der Porphyr von Rofna.

Die kristallinen Kalke von Wallis führen Magnetit und Silikate von Ca, Mg, Fe sowie Apatit. Vorrat des Mont Chemin bei Martigny 200000 ts Roheisen.

2. Manganerze treten in den verschiedenen Ablagerungen der Alpen zusammen mit Fe_2O_3 auf, allein ferner in den jurassischen Radiolaritenschichten, besonders im Val d'Err (Albula). Förderung 1918 105 Waggons Roherz mit 20—38 % Erzgehalt.

3. Kiesige Eisen- und Arsenerze sind verbreitet, aber jetzt ohne technische Bedeutung. Goldführende Pyrite wurden früher in 150 km langer Zone am Südhang der Zentralalpen ausgebeutet, auch an einigen anderen Stellen.

4. Kupfererze. Kupferkiese, z. T. silberhaltig, sind in Graubünden an basische Eruptiva und kristalline Schiefer, ebendort und in den Glarner Alpen an Rötidolomit und Verrucano gebunden. Kupferfahlerze treten als Imprägnation zusammen mit Erzen von Pb und Zn oder als Gänge in kristallinen Schiefern, besonders am Großen St. Bernhard auf.

5. Molybdänerze. Molybdänglanz kommt in Apliten der Protogine der Alpen vor. Ausbeute 1918 30 kg MoS_2. Bei Collieux (Wallis) findet sich Wulfenit ($PbMoO_4$) zusammen mit Blende, Fahlerz, Bleiglanz und Cerussit in kleinen Kristallen.

6. Nickel- und Kobalterze. In der Region der Fahlerze und der Kupferkiese kommen Schwefel- und Arsenverbindungen von Ni und Co vor. Wasserhaltige Silikate von Ni treten in Verbindung mit Serpentinen auf.
7. Blei- und Zinkerze mit Silbergehalt kommen als Gänge in der Trias Graubündens, bei Lugano im Porphyr, am Mont Blanc, im Lauterbrunner Tal, am Großen St. Bernhard u. a. O. in kristallinen Schiefern vor.
8. Goldseifen finden sich in den Bächen, die vom Napf (Kantone Luzern und Bern) herunterkommen, von wo das Gold in Reuß, Aare und Rhein gelangt ist.

Die Karte enthält alle im Text angegebenen Vorkommen in übersichtlicher Weise eingetragen. Das Buch ist für Geologen und Praktiker gleich wertvoll. **Keßler.**

Ch. Sarasin: Revue géologique suisse pour l'année 1912. (Eclog. geol. Helv. **13**. 5—168. 1914.)

—: Revue géologique suisse pour l'année 1913. (Eclog. geol. Helv. **13**. 537—684. 1915.)

—: Revue géologique suisse pour l'année 1914. (Eclog. geol. Helv. **14**. 369—478. 1917.)

—: Revue géologique suisse pour l'année 1915. (Eclog. geol. Helv. **15**. 1—147. 1918.)

—: Revue géologique suisse pour l'année 1916. (Eclog. geol. Helv. **15**. 309—463. 1919.)

Referate über die in den Jahren 1912—1916 erschienenen Arbeiten, die sich auf die Mineralogie, Petrographie, Geophysik, Geologie, Paläontologie und Prähistorie der Schweiz beziehen. **Otto Wilckens.**

Arbenz, P.: Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung der Alpen. (Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. in Zürich. **64**. H. 1 und 2 [Heim-Festschrift]. 246—275. Zürich 1919.)

Rollier, L.: Geologie der Schweiz. (Junk's Naturführer. **3**.) 72 p. 8 Abb. 8°. Berlin 1921.

Müllerried, Fr.: Klüfte, Harnische und Tektonik der Dinkelberge und des Basler Tafeljuras. (Verh. Naturhist.-med. Ver. Heidelberg. N. F. **15**. H. 1. 1—45. Taf. I. 1921.)

Balkan-Halbinsel.

Friedrich Katzer: Die fossilen Kohlen Bosniens und der Hercegovina. I. Band: Die älteren, einschließlich eocänen Kohlen des ganzen Landes und die oligomiocänen Kohlen Mittel- und Nordwestbosniens. Mit 102 Abbild. im Text und 1 Karte. Wien 1918. 403 p. — II. Band: Die oligomiocänen Kohlenvorkommen West-, Ost- und Süd-

bosniens sowie der Hercegovina und die pliocänen Kohlen des ganzen Landes. Mit 43 Abbild. im Text und 1 Karte. Sarajevo 1921. 271 p.

Das Werk ist eine umfassende Monographie der Kohlenlagerstätten Bosniens und der Hercegovina.

Im ersten Bande werden zunächst die Vorkommen von Carbonkohlen (Hodžin gaj bei Vlasenica); von Triaskohlen (Pale, Sudići, Lepovići in Werfener Schichten, Arežin Brijeg an der dalmatinischen Grenze und Lastva in der südlichsten Hercegovina in Raibler Schichten); von Kreidekohlen (Japaga und Crabovica bei Vlasenica, sowie mehrere geringfügige Vorkommen an anderen Orten); und von Eocänkohlen (Majevica, Razbojwald in der Kozara planina, einige in der Hercegovina und Sutorina) eingehend behandelt. Alle diese Vorkommen, bis vielleicht auf die Eocän-Schwarzkohlen des Majevica-Gebirges nördl. von Tuzla, sind montanistisch bedeutungslos.

Von großem bergwirtschaftlichem Wert sind ausschließlich die jüngeren tertiären oligocänen, miocänen und pliocänen Kohlen des Landes, von deren Ablagerungen im I. Bande besprochen werden: Die Zenica-Sarajevoer Braunkohlenablagerung, mit einer Flächenausdehnung von 900 km² die größte des Landes, deren besonders eingehende (p. 77—195) von zahlreichen Profilen und der dem I. Bande beigegebenen geologischen Karte begleitete Darstellung durch ihre hervorragende montanistische Wichtigkeit begründet ist; ferner die Braunkohlenablagerungen von Žepče-Novi Seher; die Ablagerungen des Usoragebietes (Kamenika, Komušina, Teslić, Žarkovina, Tešanj-Jelah, Pribinić, Mladikovina, Očauš); die Ablagerung von Kotorsko; die Ablagerungen des Ukrinagebietes (Derventa, Bos, Dubočac, Vijaka, Petkovica, Sujegotina); die Ablagerungen des Vrbasgebietes (Kotor Varoš, Banja Luka, Balte Mehovci, Rekavica-Krupa, Bočac, Varcar, Vakuf-Šehovci, Mile donje, Šipovo-Šajnovac, Gerzovo, Jajce, Vitovlje und Mudrike, Bugojno, Ričica); die Ablagerungen des Sanagebiets (Medna, Ključ, Kamengrad-Sanskimost, Omarskopolje, Jelovac); die Ablagerungen zwischen Sana und Una (Jutrogošta-Svodna, Ljeśljani-Cerovica, Vodičevo und Prusci); die Ablagerungen des mittleren und oberen Unagebietes (Ljusina, Krupa, Bihać, Kulen Vakuf); und die Ablagerungen des Korana- und Glinagebietes (Cazin-Tržac, Bojna).

Im II. Bande werden behandelt von den oligocänen und miocänen Braunkohlenablagerungen jene des Unacgebiets (Drvar, Mokronoge, Ljeskovica); jene der großen Poljen (Kupres, Glamoć, Livno, Duvno) und der kleinen Poljen Westbosniens (Oblaj, Grahovo, Roškopolje, Zagorje, Vir, Vinica) sowie das Kohlenvorkommen von Tiškovac an der dalmatinischen Grenze; ferner die Ablagerungen von Prozor; die Ablagerungen zwischen Krivaja und Spreča (Seona, Banovići, Omazići, Gjurgjevik); die Ablagerungen des Majevicagebirges (Jasenica, Drienča); die Ablagerungen von Ugljevik-Priboj; die Ablagerungen des südlichen Drinagebietes (Bijelo Brdo-Štrpci, Podvaganj, Rotagica, Zakomo, Osovo, Sjeversko, Prijeboševići, Kukavica, Miljevina bei Foča); die Ablagerungen des Narentagebietes (Hotovlje, Glavatičevo, Borke, Džepe, Konjic-Ostrožac, Mostar,

Rotimlja-Hodovo); die Ablagerungen der Hercegovina westlich der Narenta (Donji Gradac, Široki brijeg, Kočerin, Posušje, Imotski, Vuči polje, Rakitno, Blatnica, Crno); und die Ablagerungen der oberen Hercegovina im Osten von Mostar (Nevesinje, Dabar polje, Gacko).

Es folgt dann die Beschreibung der pliocänen Kohlenlagerstätten und zwar der Hauptablagerung von Tuzla; der Ablagerungen am Rande der Drina- und Saveebene und von Podravno-Pribojevići bei Srebrenica; der Ablagerung an der unteren Spreča und der Ablagerung des Krningebietes.

Wie ersichtlich, wurden die oligocänen und jüngeren Kohlenablagerungen teilweise nach den Talzügen, an welchen sie liegen oder zu welchen sie gravitieren, zu geographischen Gruppen zusammengefaßt, nicht etwa, als ob die heutigen Tiefenlinien die gleichen Terraindepressionen gewesen wären, in welchen die Kohlenbildung seit dem Eocän erfolgte, sondern deshalb, weil dadurch einerseits in vielen Fällen die natürliche Zusammengehörigkeit zum Ausdruck kommt, da die Talzüge vielfach durch dieselben tektonischen Linien mitvorgezeichnet sind, an welchen die Einsinkung der kohleführenden Ablagerungen stattfand, und auch aus praktischen Gründen, weil die Talzüge die kürzesten und bequemsten Verkehrslinien darstellen, was in Gebirgsländern, wie es Bosnien und die Hercegovina sind, die Abbaufähigkeit der Lagerstätten stark beeinflussen kann.

Die dem II. Bande beigegebene Übersichtskarte aller Kohlenvorkommen zeigt in klarer Weise, wie dieselben über beide Länder verteilt sind. Von den 96 Kohlenablagerungen des jüngeren Tertiärs ist nur $\frac{1}{5}$ von hervorragender bergwirtschaftlicher Bedeutung, die anderen kommen bloß für den Lokalverbrauch oder nur in allgemein geologischer Beziehung als Belege der weiten Verbreitung oligomiocäner Binnenlandbildungen in Betracht. Eine dem Schlußworte des Werkes eingefügte Tabelle gibt eine Übersicht des Kohlenvermögens der 18 wichtigsten Ablagerungen, die in der vorstehenden Inhaltsangabe durch durchschossenen Satz hervorgehoben sind. Diese 18 Ablagerungen allein enthalten ein aufgeschlossenes und nach sicheren Anhalten bestimmbares Kohlenvermögen an oligomiocänen Braunkohlen mit 3000 bis 5500 Kalorien durchschnittlicher Heizkraft von 155 850 000 m/t und an pliocänen Kohlen (Ligniten) mit 3000 bis 4000 Kal. Heizkraft von 603 000 000 m/t, während das vermutliche, bis zu 1000 m Teufe berechnete, teilweise allerdings schwierig zugute zu bringende Kohlenvermögen geschätzt wird auf: 1 271 000 000 m/t oligomiocäner Braunkohle und 3 620 000 000 m/t pliocäner Lignite. Es geht somit das Vermögen Bosniens und der Hercegovina an jüngeren tertiären Kohlen in die Milliarden Tonnen und es sind demnach die beiden Länder der kohlenreichste Teil der Balkanhalbinsel.

Da die Beschreibung der einzelnen Kohlenablagerungen nebst den montangeologischen Verhältnissen, der petrologischen Entwicklung und der Tektonik auch die Paläontologie entsprechend dem heutigen Stande unserer Kenntnisse vollkommen berücksichtigt, darf das Werk als vollständige Geologie der jüngeren tertiären Binnenlandbil-

dungen Bosniens und der Hercegovina bezeichnet werden. Und da es nicht nur die Kohlenablagerungen selbst, sondern meist auch ihre Umgebungen entsprechend in Betracht zieht, bietet es zugleich zahlreiche Beiträge zur Gesamtgeologie dieser Länder, durch welche irrige frühere Auffassungen richtiggestellt und neue Gesichtspunkte eröffnet werden.

Das umfassende Register wird die Benützung des Werkes, welches in erster Linie dem praktischen Bergbau dienlich sein möchte, wesentlich erleichtern. **Katzer.**

Dedijer: Traces glaciaires en Albanie et en Nouvelle Serbie. (La Geographie. **31.** 1916/17. No. 5. 12 p. 4 Fig.)

Es werden hier zum erstenmal recht bedeutende Spuren diluvialer Vergletscherung aus dem mittelalbanischen Hochgebirge beschrieben. Die Beobachtungen betreffen 1. das Stogovo-Massiv (zwischen Schwarzer Drin und Radika), wo die Garska reka ein typisch glazial ausgearbeitetes, stufenförmiges Tal besitzt; die tiefsten Moränen liegen in 1575 m. Außerdem findet sich hier ein kleines, mit Moränen erfülltes Tal in 1860 m Höhe am Kanes und zwei weitere übereinanderliegende Kare am nördlichsten Ausläufer des Stogovo-Massivs, dem Golemi vrh; eine 3—4 km lange, bis 120 m mächtige Moräne zieht sich in einem Tal bis 1510 m hinab. — Noch viel bedeutendere Glazialspuren finden sich im Jablanica-Gebirge (westlich des Ohrida-Sees und Schwarzer Drin). Die schroffen Felsspitzen, zahlreiche Kare, tief ausgearbeitete Täler und viele Seen schaffen hier eine vollkommen alpine Morphologie. Eine Kartenskizze (die allerdings in ihrem südlichen Teil die Topographie verfehlt wiedergibt) und mehrere Landschaftsskizzen bringen dies deutlich zur Anschauung. Es werden nun die Glazialspuren in den einzelnen Abschnitten des Jablanica-Gebirges (Raduc, Visanca, Crno Kamenje) ausführlich beschrieben; nach den beigesetzten Skizzen hat man es mit modellartigen Mustern junger bis reifer Kare zu tun. Besonders bemerkenswert ist ferner ein Moränenamphitheater, das in die Struga-Ebene hinabgeht und von einem Karsystem des Crno Kamenje ausgeht. — Ein tiefes und breites Glazialtal trennt die Jablanica-Kette von der westlich benachbarten Kette des Mt. Kuc (nach der neuen österreichischen topographischen Aufnahme ist es der Mt. Sebenikut), welcher auf den bisherigen topographischen Karten sehr mangelhaft dargestellt war; auch hier gibt es mehrere Kare, Seen, Moränen und Erraticum.

Eine Festsetzung der diluvialen Schneegrenze ist wegen der Ungenauigkeit der bisher bestehenden Karten und Höhenangaben schwierig. Für das Jablanica-Gebirge glaubt Verf. sie in 1400—1500 m annehmen zu können. Sicher gab es eine mindestens zweimalige Vergletscherung; im Jablanica-Gebirge sind sogar Anzeichen für eine dritte vorhanden. **Ernst Nowack.**

Rob. Almagià: Tracce glaciali nelle montagne dell' Albania. (Rivista Geogr. Ital. Florenz 1918. **25**. Fasc. III./V. 11 p.)

Es werden die Beobachtungen über Glazialspuren in den albanischen Gebirgen zusammengefaßt.

In den nordalbanischen Alpen sind die bedeutendsten Spuren im zentralen Teil (Trokletje). Der mächtigste Gletscher war der des Lim, welcher zur Würmeiszeit eine Länge von 35 km erreichte. Das Zungenbecken des Plav-Gletschers ist von einem See erfüllt und von einem Moränenamphitheater umgeben. Endmoränen ziehen sich bis 900 m hinab. — Die Karstfläche von Kuci war von einem Plateaugletscher eingenommen. — Zahlreiche Kargletscher auf der Nordflanke der Koprivnik-Kette. — Die beiden großen Gletscher der Bistrizza haben ihre Moränen bis in das Polje von Metoja, in einer Höhe von 500—600 m hinabgesandt; es sind das die tiefstgelegenen Moränen der ganzen Balkanhalbinsel. — Das Zungenbecken des Ibar-Gletschers enthält zahlreiche Moränenserien bis in 950 m; der Ibar hat in sie zwei Terrassen eingeschnitten.

Aus den wenig bekannten Gebirgen zwischen Mato und Schwarzem Drin liegen nur Beobachtungen über vier kleine Seen in etwa 1600 m auf der Kunora vor (Steinmetz).

Rechts des Drin ist aus dem Korab (2050 m) ein großer Zirkus mit Moränen bekannt. Typisch U-förmige Täler gehen hier zur Radico.

Ziemlich ausführlich werden die Glazialspuren im Stogovo-Massiv, im Jablanico-Gebirge und Mt. Sebenikut nach den Beobachtungen Dedijer's beschrieben (siehe vorhergehendes Referat).

Aus den fast unbekannten zentral-albanischen Gebirgsmassiven werden nur aus dem Tomor-Hochgebirge Beobachtungen über Karformen aus einem Reisebericht Ekrem Bej Vloras angeführt.

Aus der Akrokeramischen Gebirgskette hat Martelli über sichere Glazialspuren von zwei getrennten Eiszeiten berichtet. In den zahlreichen, 2000 m übersteigenden Gebirgsketten Südalbaniens lassen sich weitere Glazialspuren mit Wahrscheinlichkeit voraussetzen.

Ernst Nowack.

Goebel: Eine geologische Kartierung des mazedonisch-albanischen Grenzgebietes beiderseits des Ohrida-Sees. (Ber. d. Math.-phys. Kl. d. Sächs. Akad. d. Wiss. Leipzig 1919. **71**. 18 p. 3 Taf. 3 Textfig.)

Die Kartierung wurde während des Krieges längs der Front durchgeführt; ihre topographische Unterlage war die neu herausgegebene Karte 1 : 25000.

Die Arbeit wird nach tektonisch-morphologischen Gesichtspunkten nachfolgend gegliedert: 1. Baba- und Bigla-Gebirge; es besteht aus älteren (wahrscheinlich carbonen) von basischen Eruptiven durchschwärmten, kontaktmetamorph beeinflußten Gopes-Schiefern und jüngeren Presba-Schiefern (Phylliten, Ton- und Quarzitschiefern). Im allgemeinen herrscht

westliches Einfallen und starke Zerstückelung durch Verwerfungen. — 2. Becken von Resna; hier eine aus Geröllen, Sanden und Ton aufgebaute, bis 80 m mächtige diluviale Hügelterrasse, die von Kerbschluchten durchzogen wird und eine Alluvialebene, die den ehemaligen Nordteil des Presba-See ausgefüllt hat. — 3. Galicica-Gebirge; es ist der stehengebliebene Horst zwischen Ohrida- und Presba-See. Auf einer Unterlage von Presba-Schiefern und permocarbonen Schichten liegt Tomoroskalk als mächtige verkarstete Platte; besondere Behandlung erfahren hier die Wasserverhältnisse. — 4. Ohrida-Graben. — 5. Mokev-Gebirge; ein mächtiger Serpentinstock mit Resten einer Kalkdecke. Auf der Nordseite Serpentin—Schiefer—Hornstein-Formation stark gefaltet und von einer in Klippen und Blöcken aufgelösten Kalkdecke überlagert. An der Ostseite eine isolierte Triasscholle, deren Basis Han-Bulogkalke bilden (mit *Hajdenites* n. sp.). — 6. Oberer Skumbi-Graben; eine parallel zum Ohrida-Graben, etwa 7 km östlich von diesem gelegene Einbruchszone, die bisher nicht bekannt war und von mehreren 100 m mächtigen Neogenablagerungen erfüllt ist. — 7. Brzesda-Gebirge (westlich des Oberen Skumbi-Graben); es besteht aus grauen, wahrscheinlich cretacischen Kalken. **Ernst Nowack.**

E. Nowack: Morphogenetische Studien aus Albanien. (Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin. 1920. 81—117. Textfig. 3—9. 1 Taf.)

Die Morphologie des größten Teiles der Balkanhalbinsel ist infolge der jungen Tektonik geologisch sehr jung. Ganz besonders unfertig ist die Orographie und Hydrographie Albaniens. Die eigenen Untersuchungen des Verf.'s beziehen sich auf Teile des noch sehr wenig bekannten Mittel- und Südalbanien.

1. Die Küste; Niederalbanien im allgemeinen. Die Westküste der Balkanhalbinsel ist zum überwiegenden Teil eine Steilküste. In dem Abschnitt südlich des Skutari-Sees bis zur Bucht von Valona schaltet sich jedoch eine Flachküste ein, die von dem niederalbanischen Hügelland begleitet wird und auch durch ihren nordsüdlichen Verlauf und den Mangel vorgelagerter Inseln sich auffallend abhebt. Niederalbanien erinnert morphologisch und geologisch sehr an die Westküste der Adria.

Das adriatische Becken ist seiner ursprünglichen Anlage nach eine echte Geosynklinale, nicht ein junger Einbruch (vgl. Kossmat). Seine heutige Form erhielt es durch Senkung der Nordost- und Nordküste, durch Hebung der Südwestküste. Die albanische Küste erfährt jedoch, so wie die appenninische, eine Hebung, woraus sich der morphologische Charakter erklärt. Das Pliocän reicht in Albanien bis 600 m über das Meer, quartäre Strandterrassen finden sich in über 100 m Höhe. Das heutige Niederalbanien ist das gehobene Südende der adriatischen Geosynklinale.

2. Die Ebene von Tirana und ihre Umrandung; die Steilstufe des Mali Dajtit; Arzen und Ismi.

Die Ebene von Tirana entspricht im allgemeinen einer Mulde aus jungtertiären Gesteinen, deren Westrand aber durch einen Längsbruch

zerschnitten wird. Der Mali Dajtit auf der Nordostseite der Bucht besteht aus dem cratacisch-eocänen Kalkkern einer eng zusammengepreßten Falte. Der steile Westabsturz dieses Bergrückens, die sogen. Kalkmauer von Kruja, ist im wesentlichen das Kliff eines pliocänen Meeres. Eine miocäne Terrasse liegt in 1100 m Höhe. Von hier senkt sich das Miocänniveau ohne Bruch bis tief unter den Meeresspiegel in der Muldenmitte der Ebene.

Der Ljuni Tirans, der Quellfluß des Ismi, floß ursprünglich nach SW zum Arzen. Durch die Bildung des schon erwähnten Längsbruches wurde er im Quartär nach NW zum Driagolf abgelenkt. Der Unterlauf des Arzen zeigt einen Wechsel von Längs- und Querstrecken. Das neu aus dem Meer auftauchende Land war nicht eben, sondern entsprechend dem Faltenbau in Hügel gegliedert und diese zwangen dem sich verlängernden Fluß seine Richtung teilweise auf. Der Arzen schneidet sich in seinem Unterlauf kräftig ein. Dagegen fehlt dem Ismi diese Tätigkeit ganz, ein Zeichen, daß die Ebene von Tirana entsprechend ihrer Muldennatur an der allgemeinen Hebung nicht teilnimmt, sich vielleicht sogar etwas senkt.

3. Das Hügelland von Durazzo und die Ebene und Hügelzüge zwischen Kawaja und Fieri. Der reife Charakter dieser Landschaft beruht nur auf der sehr geringen Widerstandsfähigkeit der jungtertiären Schichten. Morphologie und Tektonik decken sich vollständig. Das Land hebt sich in Faltenzügen aus dem Meer empor. Die Hebung hängt mit der Faltung innig zusammen. Man sieht dies sehr deutlich am Verhalten des Kawaja-Baches, der an den sich immer steiler aufrichtenden Schichten gegen W zum Muldeninneren der Ebene von Kawaja hinabgleitet. Doch ist auch der Muldenboden in leichter Hebung begriffen, da der Darči-Bach ihn einschneidet.

4. Die Senke von Elbasan und der mittlere Skumbi; die Talwasserscheide zwischen Skumbi und Devoli. Die Ebene von Elbasan entspricht einer großen Querstörung, die sich Verf. durch das westliche Vordringen der inneralbanischen Serpentinmasse, welche hier spornartig vorspringt, erklärt. Das Vorland dieser Masse wäre an einer ganzen Schar von Brüchen zur Tiefe gesunken. Der Skumbi floß nach Bildung der Ebene zunächst durch diese gegen S und bei Berat in das Meer. Die Ebene von Elbasan ist das im älteren Quartär unter die Erosionsbasis versenkte Stück dieses alten Skumbi-Tales. Sie war von einem See erfüllt. Der heutige Unterlauf des Skumbi ist infolge Anzapfung des Seebeckens durch einen rasch erodierenden Küstenfluß entstanden. Dieser jugendliche Teil des Tales zeigt wieder Spuren einer wellenförmigen, faltenden Hebung des Landes.

5. Die Seenplatte von Belis. Sie scheint aus einem sehr seichten Karst zu bestehen, dessen Hohlformen unter den Grundwasserspiegel hinabreichen. Das Gestein ist ein poröser, von Gips durchsetzter Kalk. Einzelne schwerer lösliche Gipsmassen wittern zu Hügeln aus. Der See von Belis ist durch Einbruch entstanden.

6. Die Berglandschaft Malakastra. Südlich Berat stimmt Oberflächengestalt und tektonische Form vollkommen überein. Die

Antiklinalkerne sind infolge ihrer Zusammensetzung aus hartem Kalk noch besonders aus dem umgebenden Flysch herausgearbeitet. Der Kalk zeigt erst Anfänge von Verkarstung. Der Flysch ist zu Bad Lands zerschnitten. Aus den Entwässerungsverhältnissen läßt sich schließen, daß sich die Vojusa-Ebene südlich der westlichen Malakastra in relativer Senkung befindet. Der Fluß wird dadurch nach links gedrängt.

Die Durchbruchstäler der Vojusa zwischen Maja Kulcit und Mali Cütet, des Ossum bei Berat und der Djanica bei Visok werden als „hemiantezendent" bezeichnet. Sie werden dadurch erklärt, daß die Flüsse ursprünglich die Sättel an Quermulden durchbrachen, bei fortschreitender Aufwölbung aber zum Einschneiden veranlaßt wurden.

Anhang: Die diluviale Vergletscherung des mittelalbanischen Hochlandes. Einige verstreute Beobachtungen, die das Tomor-Gebirge östlich Berat, das Polisit-Gebirge östlich Elbasan und das Gora Top-Gebirge am obersten Skumbi betreffen.

Eine Liste der spärlichen älteren Literatur vervollständigt die interessante Arbeit, die nicht nur regionalgeologisch, sondern auch für die Kenntnis der Küstenverschiebungen im allgemeinen von hoher Bedeutung ist. **J. Pia.**

Ph. Negris: Roches cristallophylliennes et Tectonique de la Grèce. 2e Appendice. Athen 1919. I—XIV und 211—310. Textfigur 56—100. Taf. 26—47.

Verf. bringt in diesem 3. Band seiner zusammenfassenden Arbeit über seine geologischen Beobachtungen in Griechenland neuerdings in höchst dankenswerter Weise eine große Reihe von Fossilabbildungen und viele Daten über die Stratigraphie von Süd- und Mittelgriechenland. Es muß jedoch wieder darauf hingewiesen werden, daß der Autor in seinem Bestreben, auch schlecht erhaltene Fossilien geologisch auszuwerten, scheinbar oft zu weit geht. Er selbst wünscht, daß seine Schlüsse an der Hand der vielen Figuren von Fachgenossen nachgeprüft werden. Es dürfte jedoch kaum irgend ein Einzelner die notwendige allseitige Erfahrung und Kenntnis haben, um dies ohne große Mühe zu tun. Ref. wird sich darauf beschränken, den Inhalt der ganzen Arbeit möglichst kurz anzudeuten und dann nur die abgebildeten Dasycladaceen genauer und kritisch besprechen.

Kapitel 25. Carbon. Auf Chios folgen nach den Beobachtungen von Ktenas über älteren Bildungen die Carbonstufen vom Dinantien bis zum Ouralien, darüber das Mesozoicum. Das Carbon besteht aus Sandsteinen und Schiefern mit Einschaltungen von dunklen Kalkbänken, entspricht also faziell ganz dem karnischen Obercarbon. Auf die besonders interessanten Diploporen dieser Schichten komme ich unten zurück. Der helle Kalk von Stephanion in der Argolis wird jetzt in das Carbon gestellt. Die Beweise dafür scheinen allerdings noch nicht ganz zwingend.

Kapitel 26. Trias. Die Belegstücke für das triadische Alter einer Reihe von Gesteinen von Akrokorinth, Arachnaeon, aus Lokris, vom

Voïdias-Gebirge etc. scheinen nach den Figuren durchwegs recht ungenügend zu sein. Dies gilt ebenso von den Diploporen wie von den Crinoiden. Damit soll aber nicht gesagt sein, daß die besprochenen Gesteine nicht wirklich großenteils triadisch sein könnten.

Kapitel 27. Mesozoische Schichtlücke, Tithontransgression und Kreide. Es werden eine Anzahl von Organismen abgebildet, die zusammen mit den schon wiederholt beschriebenen Ellipsactinien aufzutreten pflegen. Sie sind meist nicht genau bestimmbar, aber doch besser kenntlich, als die triadischen Fossilien. Die Ellipsactinienkalke sind wahrscheinlich zur Gänze nicht in das Tithon, sondern in die Kreide zu stellen (vgl. bes. p. 292). Ein Teil der abgebildeten Fossilien ist aber nach dem Verf. vermutlich triadischen Alters und liegt auf sekundärer Lagerstätte. Die jungmesozoische Transgression drang sehr langsam von S gegen N vor, so daß sie in Nauplia mit dem Oberjura, in Akrokorinth und Attika aber erst mit der Unterkreide einsetzt. Aus verschiedenen Gegenden werden nähere Daten über die Schichtfolge im Bereich der Transgression gegeben.

Kapitel 28. Oberkreide und Eocän. Sie folgen sehr oft ohne scharfe Grenze in gleicher Fazies aufeinander. Der Nachweis des Maestrichtien gründet sich hauptsächlich auf das Vorkommen von *Siderolites vidali*. Hieher gehören die Orbitoiden-Schichten des Parnes. Auf dem sehr kompliziert gebauten Voïdias ist die Oberkreide durch *Orbitoides socialis* und *Siderolites* belegt. Auf Grund des Vorkommens von *Rhipsidionina* und *Rhapsidionina* gelangt Verf. zu der Ansicht, daß an der Basis des Eocän auf dem Voïdias, im Tripolitsa-Kalk und im Glokova-Kalk eine brackische Zone vorhanden ist. Das auf S. VII und 260 erwähnte häufige Auftreten von Seeigelresten in demselben Niveau spricht allerdings entschieden gegen eine Brackwasserbildung. Im Hangenden folgen hornsteinreiche, plattige, helle bis schwarze Kalke mit Globigerinen, Rotalien und Nummuliten, ein Absatz aus tieferem Wasser. Demselben Niveau gehören die Schichten mit *Coskinulina liburnica* an. Die Annahme des Auftretens umgeschwemmter Triasfossilien wird durch die mitgeteilten Abbildungen nicht genügend gestützt. Am Ende des Lutetien war ganz Griechenland vom Meer bedeckt.

Kapitel 29. Über die Entstehung der metamorphen Fazies. Die Metamorphose der Kreide wird auf die Versenkung der Schichten in eine tiefe Geosynklinale im Mitteleocän zurückgeführt. Dagegen ist die Metamorphose der Triasgesteine eine etwas anders geartete, mit stärkerer mechanischer Zerrüttung verbundene und wird vom Verf. mit der von ihm verfochtenen triadischen Faltung in Zusammenhang gebracht.

Kapitel 30. Quartär. Das Meer des Oberpliocän stand um rund 700 m höher, als das heutige. Wo die Strandlinien weniger hoch hinauf reichen, sind die Küsten nachträglich gesenkt. Für ganz Europa nördlich der Alpen nimmt Verf. eine allgemeine Senkung im Quartär an. Diese Senkung wäre in mehreren Absätzen erfolgt, die jedesmal mit einem Abschmelzen der vorgeschobenen Eismassen verbunden waren, während im

Inneren der Alpen und in Skandinavien die Anhäufung des Eises ununterbrochen weiter ging. So werden die Zwischeneiszeiten erklärt. Die Einwände dagegen sind allerdings auf der Hand liegend, wie beispielsweise der, daß die alpinen Gletscher während der Zwischeneiszeiten mindestens so weit wie heute zurückgegangen waren, von einer fortschreitenden Eisanhäufung im Inneren der Alpen also keine Rede sein kann. Die periodische Bildung der diluvialen Schotterterrassen wird mit Krustenbewegungen im Gebirge in Zusammenhang gebracht, die gleichzeitig auch Ursachen der Vergletscherung waren. Ihre Entstehung und ihr gegenseitiges Verhältnis ist aber auch durch die fortschreitende Senkung der Erosionsbasis bedingt.

Verf. wendet sich dann der von ihm vielfach studierten Transgression in historischer Zeit zu. Die hauptsächlichen Beweise für diese Erscheinung werden nochmals zusammengefaßt. Dann werden die Beobachtungen Sondet's an der Insel Pharos bei Alexandria in Ägypten eingehend diskutiert. Auch die Untersuchung des Nildeltas führt zur Annahme einer Transgression des Meeres von etwa 3 m vertikalem Betrag seit dem Jahr 1000 v. Chr. Verf. ist der Überzeugung, daß es sich dabei um eine Bewegung des Meeresspiegels selbst, nicht um lokale Senkungen handelt.

Wir wenden uns nun den vom Verf. angeführten und abgebildeten Dasycladaceenresten zu. Zunächst ist über sie folgendes zu bemerken: Offenbar hat Verf. öfter bloße Erhaltungszustände, wie Calcitkristalle, für organische Strukturen gehalten. Dies gilt besonders von den wiederholt erwähnten „Hexagonen" bei *Gyroporella vesiculifera*. Anlaß zu diesem Irrtum gaben wahrscheinlich die stark schematisierten Zeichnungen Benecke's. Die genannte Art hat auch niemals Ringglieder, die ihr auf p. 228 zugeschrieben werden. *Vermiporella velebitana* und *Stolleyella velebitana* sind Synonyma, können daher nicht als verschiedene Arten nebeneinander zitiert werden, wie dies auf p. 212 geschieht. Die Mitteilung des Ref. über dieses Fossil ist vom Verf. offenbar mißverstanden worden. Die auf Tab. 11 des ersten Teiles der „Roches cristallophylliennes" abgebildeten Dasycladaceen können gegenwärtig nicht mehr als triadisch angesprochen werden. (Vgl. Pia in den Abhandl. d. zool.-bot. Ges. Wien. **11**. Fasc. 2. p. 32 und 122.)

Über die einzelnen Abbildungen von Dasycladaceen ist Folgendes zu sagen:

Textfig. 56 und 57. Obercarbon von Gourissi am Parnes. Sicher *Mizzia velebitana*.

Textfig. 59. Obercarbon, Chios. Die Bestimmung als *Mizzia velebitana* ist höchstwahrscheinlich richtig.

Textfig. 64 und 65. Unkenntlich, wahrscheinlich auch im Original unbestimmbar.

Textfig. 70. Dürfte wohl keine Kalkalge, vielleicht eher ein Stückchen aus dem Ambulacralfeld eines Echinodermen sein.

Textfig. 71 und 72. Vollständig unkenntlich.

Textfig. 73. Ziemlich sicher eine Diplopore, aber nicht näher bestimmbar.

Tab. 26, Fig. 1. Obercarbon, Gourissi am Parnes. Mehrere sehr deutliche Exemplare von *Mizzia velebitana*. — Fig. 2. Ob es sich hier wirklich um *Vermiporella velebitana* handelt, wage ich auf Grund der Abbildung nicht zu entscheiden; möglich ist es. — Fig. 3, 4. Obercarbon, Chios. Ganz sicher *Anthracoporella spectabilis*. Diese Art war bisher nur ans den Karnischen Alpen bekannt. Da das stratigraphische Verhältnis der Mizzienkalke Dalmatiens zu den Anthracoporellenkalken Kärntens bisher ungeklärt ist, wäre eine schichtweise Aufsammlung von Diploporen auf Chios dringend erwünscht, um die Lage der Mizzien (Textfig. 59) zu den Anthracoporellen festzustellen.

Tab. 27, Fig. 1 und 2. Vollkommen unkenntlich.

Tab. 28, Fig. 1, 4. Unbestimmbare Diploporen. — Fig. 5, 6. Ob es sich hier wirklich um Dasycladaceen handelt, ist nicht ganz sicher. *Gyroporella vesiculifera* liegt wegen des relativ engen inneren Hohlraumes bestimmt nicht vor.

Tab. 29, Fig. 1, 2, 4. Unbestimmbare Diploporen. — Fig. 3. Auch dieses Fossil, von der Quelle Gourizi zwischen Kiourka und Kakossalessi, ist streng genommen nicht spezifisch bestimmbar. Da die Annulation aber deutlich ist, spricht immerhin eine recht große Wahrscheinlichkeit für *Diplopora annulata*.

Tab. 30, Fig. 1—4. Durchwegs ganz unbestimmbar.

Tab. 38, Fig. 7, 8. Um was für Algen es sich hier handeln soll, vermag ich nicht zu erkennen.

Tab. 46, Fig. 5. Sehr zweifelhaft, ob überhaupt eine Dasycladacee; jedenfalls nicht näher bestimmbar.

Die technische Wiedergabe der Photographien ist im ganzen leider merklich weniger gut, als im ersten Teil der „Roches cristallophylliennes", wodurch das Erkennen der abgebildeten Fossilien natürlich erschwert wird.

Anhangweise möchte Ref. noch bemerken, daß in der Besprechung des 1. Teiles der „Roches cristallophylliennes" in diesem Jahrbuch, 1919, auf p. -327-, 2. Absatz von unten durch einen Irrtum bei Durchführung einer Korrektur der Name der Art, um die es sich handelt, ausgefallen ist. Am Beginn dieses Absatzes ist einzufügen:

Macroporella Beneckei Sal. spec. p. 24, Tab. XI.

J. Pia.

E. Nowack: Zur Entstehungsgeschichte des Adriatischen Meeres. (Naturwissenschaften. 1919. H. 49.)

Das Adriatische Meer wurde früher allgemein für ein junges Einbruchsbecken gehalten. Tatsächlich befindet sich die nördliche Adria zweifellos in Senkung, die nur im nordwestlichen Teil durch die starke Sedimentation der Alpenflüsse überkompensiert wird. Doch hat diese Senkung erst am Ende des Tertiär eine vorhergehende bedeutende Hebungsperiode abgelöst. Dagegen ist die albanische Küste in Hebung begriffen. Sie taucht in Faltenwellen aus dem Meer auf. Am Beginn des Jungtertiär

reicht die Adria bis an den Rand von Hochalbanien. Sowohl die allgemeine Hebung als auch die Faltung halten in Niederalbanien heute noch an. Die appenninische Küste der Adria zeigt gleichfalls unzweifelhafte Spuren einer sehr bedeutenden, nur zeitweise unterbrochenen quartären Hebung, die in der Gegenwart fortdauert. In ihrer Gesamtheit ergeben die quartären Niveauverschiebungen im Bereich der Adria eine Schiefstellung des ganzen Gebiets, eine Senkung in NO und eine viel stärkere Hebung im SW. Die Adria verschiebt sich nach NO. Aber auch ihre ursprüngliche Anlage ist nicht auf relativ junge Brüche zurückzuführen. In Niederalbanien ist die Sedimentation von der Kreide bis ins Pliocän im wesentlichen ununterbrochen. Die Uradria ist demnach eine tertiäre Geosynklinale, aus der die rezente Adria durch Einengung hervorgegangen ist. Nur die Straße von Otranto hat Einbruchscharakter. Sie ist erst im Quartär entstanden, während die tertiäre Adria ihre Verbindung mit dem Mittelmeer im W und ihr Südende in Südalbanien hatte. Im Oberpliocän war die Adria wahrscheinlich kurze Zeit ein geschlossenes Binnenmeer mit leicht brackischem Wasser. **J. Pia.**

Paläontologie.

Coelenterata.

R. G. Carruthers: Remarkable carboniferous coral. (Geolog. Magaz. 1919. 436—41. Taf. XI.)

Cryptophyllum hibernicum gen. nov. spec. nov. fand sich zusammen mit *Caninia cornucopiae* und *Cyathaxonia cornu* in verschiedenen Zonen des Kohlenkalks in Irland, England und Schottland. Die Koralle unterscheidet sich von den meisten bis jetzt bekannten Rugosen dadurch, daß eins der sechs primären Septen, nämlich das dem Hauptseptum gegenüberliegende Gegenseptum, erst spät auftritt und dann dauernd in der Entwicklung zurückbleibt. Es handelt sich hier also um eine Koralle mit fünf stark entwickelten primären Septen. Ob die beiden aus dem belgischen Kohlenkalk beschriebenen *Pentaphyllum*-Arten mit ihr verwandt sind, läßt sich schwer feststellen, da die Darstellungen DE KONINCK's in bezug auf die Septenanordnung unklar und die Originale nicht mehr auffindbar sind. Von der permischen Gattung *Plerophyllum* hält Verf. seine Form für grundverschieden, da bei dieser nach HINDE's Diagnose nicht das Gegen-, sondern gerade das Hauptseptum in der Entwicklung zurückbleiben soll. Inzwischen konnte aber Ref. an den Plerophyllen aus dem Perm von Timor zeigen, daß die Entwicklung der sechs primären Septen eine sehr unregelmäßige ist, und daß bald das Haupt-, bald das Gegenseptum in der Entwicklung zurückbleibt. Es fanden sich dort auch Arten mit schwach entwickeltem Gegenseptum *(Plerophyllum radiciiforme)*, die der carbonischen Koralle in der Septenanordnung außerordentlich ähneln. Wir müssen daher *Cryptophyllum* doch wohl als einen den permischen Plerophyllen sehr nahe verwandten, carbonischen Vorläufer auffassen. **H. Gerth.**

G. M. Ehlers: *Heterolasma foerstei*, a new genus and species of Tetracoralla. (Amer. Journ. of Sci. 48. 1919. 461—67. 3 Fig.)

Heterolasma foerstei gen. nov. spec. nov. ist eine verkieselte Koralle aus dolomitischen Kalken der Manistique-Schichten in der Niagara-

gruppe Michigans. Die Epithek des niedrig kegelförmigen Polypars mit flach ausgebreitetem Rand weist wurzelförmige Auswüchse auf, in die sich auch die Theca röhrenförmig hineinverlängert, so daß die Wand der Koralle an diesen Stellen durchbohrt ist. Unter den zahlreichen Septen heben sich das in einer Grube gelegene Hauptseptum, das Gegenseptum und ein Seitenseptenpaar heraus, zwischen ihnen stehen je elf sekundäre Septen. Zwischen letzteren folgt ein weiterer Zyklus, dessen Oberrand gezähnt ist. Regelmäßige Böden füllen die weite flache Kelchgrube an. Die offenbar nur wenig verschiedene *Zaphrentis patens* Billings wird in die gleiche neue Gattung gestellt, die sich von *Zaphrentis* dadurch unterscheidet, daß die Septen nicht bis zum Zentrum des Kelches reichen.

H. Gerth.

St. Smith: The Genus *Lonsdaleia* and *Dibunophyllum rugosum* (Mc Coy). (Quart. Journ. Geolog. Soc. 71. London. 1915. 218—272. Taf. XVII—XXI.)

Nach einem kurzen Überblick über die Literatur und einer kurzen Definition der Skelettelemente gibt Verf. eine eingehende Revision und Neudarstellung der *Lonsdaleia*-Arten, die sich im englischen Carbon gefunden haben. Skelettstruktur und Septenanordnung finden dabei gebührende Berücksichtigung und die verwandtschaftlichen Beziehungen einer Reihe in älteren Arbeiten nicht ausreichend dargestellter Formen werden geklärt. Die Lonsdaleien zerfallen in zwei Gruppen, nämlich die bündelförmig wachsenden Formen, die sich um *L. duplicata* (Mart.) gruppieren und geologisch früher auftreten als die wohl aus ihnen hervorgegangenen massigen Stöcke, deren Typ *L. floriformis* (Mart.) ist. Neu beschrieben werden die zur ersten Gruppe gehörigen *L. sibylli* und *L. praenuntia*. Nicht folgen können wir dem Verf., wenn er das bündelförmig wachsende *Lonsdaleia rugosa* (Mc Coy) in das Genus *Dibunophyllum* Nich. und Thoms. stellt, das nie verzweigte Einzelkorallen umfaßt. Eine Übersicht über die regionale Verbreitung der geschilderten Lonsdaleien läßt den lokalen Charakter der meisten Formen deutlich erkennen. Hoffentlich ist es dem Verf. vergönnt, diese so wertvollen Detailuntersuchungen auch auf andere Korallengruppen auszudehnen und so Ordnung in den Wirrwarr der beschriebenen Formen zu bringen.

H. Gerth.

St. Smith: *Aulina rotiformis* gen. et sp. nov., *Phillipsastraea Hennahi* (Lonsdale), and *Orionastraea* gen. nov. (Quart. Journ. Geolog. Soc. 72. London 1916. 280—307. Taf. XXII—XXIV.)

Über die innere Struktur der namentlich gegen Ende der Periode mehr an Bedeutung gewinnenden paläozoischen Astraeiden waren wir bisher noch recht schlecht unterrichtet. Verf. hat einige schon länger bekannte Formen eingehend untersucht und ihre verwandtschaftlichen Beziehungen klargestellt. Der Typ des anscheinend auf das Devon be-

schränkten Genus *Phillipsastraea* ist *P. Hennahi* (Lonsd.). Die aus dem Carbon z. T. als Phillipsastraeen beschriebenen Korallen werden in den beiden neuen Genera *Aulina* und *Orionastraea* untergebracht. *Aulina* unterscheidet sich von *Phillipsastraea* dadurch, daß die Enden der größeren Septen nahe dem Kelchzentrum zu einer Röhre verschmelzen, die von regelmäßigen, horizontalen Böden erfüllt ist. Genotyp ist *A. rotiformis* S. Smith = *P. radiata* (Mart.) in den älteren Arbeiten des Autors. *Orionastraea* nähert sich dadurch, daß das Gegenseptum im Zentrum des Kelches meist zu einer kompakten Säule anschwillt, der Gattung *Lithostrotion*. Es handelt sich durchweg um massige Stöcke, bei denen die einzelnen Polyparien durch Blasengewebe verbunden sind. Die äußere Begrenzung der einzelnen Kelche hat dabei die Tendenz zu verschwinden, so daß die Septen sich nach außen hin schließlich unmittelbar in die der Nachbarkelche fortsetzen, ein Entwicklungsgang, den Ref. auch bei den permischen, sich an die Gattung *Lonsdaleia* anschließenden Astraeiden beobachten konnte. Genotyp ist *O. Phillipsi* Mc Coy, synon. *P. radiata* (Mart.) bei Edw. und Haime. Ferner werden *Lithostrotion ensifer* Edw. et Haime und *Sarcinula placenta* Mc Coy in das neue Genus gestellt. Eine Tabelle gibt Aufschluß über das Vorkommen der *Orionastraea*-Arten in den verschiedenen Zonen des englischen Kohlenkalks. **H. Gerth.**

R. Etheridge jun.: Further additions to the coral fauna of the devonian and silurian of New South Wales. (Rec. Geolog. Surv. N. S. Wales. 9. Sydney 1920. 55—63. Taf. XIII—XV.)

Aus vermutlich mitteldevonischem Kalkstein vom Moor Creek bei Tamworth stammt eine Koralle, die dem früher vom Verf. beschriebenen *Endophyllum Schlüteri* Ether. jr. nahesteht. In dem devonischen Caves-Kalkstein des Goodradigbee-Flusses fand sich *Vepresiphyllum falciforme* gen. nov. spec. nov. eine äußerlich an *Columnaria* erinnernde Koralle, die sich aber durch die unregelmäßigen, blasigen Endothecalbildungen nicht unerheblich unterscheidet. Ebenfalls aus devonischem Kalkstein vom Murrumbidgee River stammt *Syringopora trupanonoides* sp. nov. mit eigentümlich spiral gebogenen Röhren und an demselben Fluß lieferten Schichten vermutlich silurischen Alters *Favosites duni* sp. nov., der durch kleine Röhrenkanäle in den Ecken zwischen den Zellen, die aber auch mit Böden versehen sind, ausgezeichnet ist.

H. Gerth.

S. W. Stephenson: North American upper cretaceous corals of the genus *Micrabacia*. (U. S. Geol. Surv., Prof. Paper. 98. 115—125. Taf. 20—23. 1916.)

Korallen sind in der Oberen Kreide Nordamerikas selten und überdies zumeist ungünstig erhalten. Eine Ausnahme macht die Gattung

Micrabacia, deren einzigem bisher bekannten Vertreter *M. americana* Meek et Hayden Verf. 6 weitere mit 2 Varietäten hinzufügt. Bei einer Art, *M. cribraria* n. sp. fehlen die Septen in dem siebförmigen, ventralen Teile der Basis, bei den übrigen Spezies erstrecken sie sich bis in die Mitte der Basis und nehmen diejenigen des letzten Zyklus bis $\frac{1}{3}$ der Basis (*M. americana* und var. n. *multicostata*, *M. rotatilis* n. sp. var. n. *georgiana*), bezw. bis $\frac{1}{5}$ der Basis ein (*M. hilgardi* n. sp., *M. marylandica* n. sp., *M. mineolensis* n. sp. und *M. mississippensis* n. sp.).

Joh. Böhm.

Molluscoidea — Brachiopoda.

Henry Shaler Williams: New brachiopods of the genus *Spirifer* from the Silurian of Maine. (Proc. U. S. National Mus. **51**. 73—80. Plate 1. 1916. Washington.)

Die vier neuen *Spirifer*-Arten aus der Edmundsformation, Washington County, Maine, entstammen einer Fauna, die nähere Beziehungen zum englischen Ludlow-Wenlock zeigt, als das Niagaran des innerамerikanischen Kontinents. Es sind die Arten: *Spirifer (? Delthyris) Frescotti* Williams, *Sp. Cobscooki* Williams, *Sp. Edmundsi* Williams. *Sp.* (cf. *Cyrtina*) *lubecensis* Williams. **A. Born.**

Carl O. Dunbar: *Rensselaerina*, a new genus of lower devonian brachiopods. (Amer. Journ. of Sc. **43**. 1917. 466—470. 1 Plate.)

In den „Linden shales" von Tennessee, einem Äquivalent der „New Scotlandformation" von New York, fand sich ein *Rensselaeria*-artiges Brachiopod, dessen Besonderheiten zur Aufstellung der Gattung *Rensselaerina* innerhalb der Familie der Centronellidae Veranlassung gaben. Unterscheidend gegenüber *Renssellaeria*: sehr kleine vertikale Dentalplatten, die den Boden nicht erreichen und sich nicht wie bei *Rensselaeria* median vereinigen. Die Dorsalplatte enthält jene merkwürdige dreieckige Platte von großer Variabilität, die in der Mitte entweder eine Grube oder eine Erhebung zur Anheftung von Muskeln aufweist. Bei *Rensselaeria* ist die Platte ausgesprochen flach, nie mit einer Erhebung, höchstens mit einer Grube versehen. Das Brachydium zeigt sich gegenüber dem von *Rensselaeria* komplizierter, vor allem durch den Besitz einer vertikalen Medianlamelle im distalen (stirnrandnahen) Teil.

Genotyp: *Rensselaerina mediоplicata* n. sp. **A. Born.**

Eula Davis Mc Evan: A study of the brachiopod genus *Platystrophia*. (Proc. U. S. National Mus. **56**. 383—448. Pl. 42—52. 1919. Washington.)

Eine Revision der Gattung *Platystrophia* [1]. Neu gewonnen wird eine Gliederung der formen- und individuenreichen Gattung auf Grund der Berippungsverhältnisse.

1. Uniplikate Gruppe: Während der ganzen Lebensdauer eine Rippe auf dem Sinus, zwei auf dem Wulst.

2. Biplikate Gruppe: Spaltung der Rippe des Sinus, Einschaltung einer medianen Rippe auf dem Wulst.

Untergruppe A: Beharrt auf diesem Stadium.

Untergruppe B: Der Bifurkation der Sinusrippe folgt die mediane Einschaltung einer Rippe, während auf dem Wulst die mediane sekundäre Rippe sich spaltet.

Untergruppe C: Der Spaltung der primären Sinusrippe folgt die Einschaltung einer Rippe auf jeder der seitlichen Abdachungen, während auf dem Wulst die beiden primären Rippen spalten.

Untergruppe D: Im Sinus wird median und seitlich je eine Rippe eingeschaltet. Auf dem Wulst spalten sich alle Rippen.

3. Triplikate Gruppe, zu der die Mehrzahl der amerikanischen Formen gehört: Die primär angelegten Rippen bleiben zeitlebens unverändert, doch wird an jedem Hang des Sinus eine Rippe eingesetzt. Weitere Unterteilung in die Untergruppen 1. der niedrigberippten, 2. der hochberippten, 3. der Ponderosa.

Die genetischen Verhältnisse kommen in der Tabelle (p. - 122 -) zum Ausdruck.

Es folgt die Beschreibung der Arten. **A. Born.**

Buckman, S. S.: The Brachiopoda of the Namyau beds, Northern Shan States, Burma. (Palaeontologia Indica. N. S. **3**, 2. Calcutta 1918.)

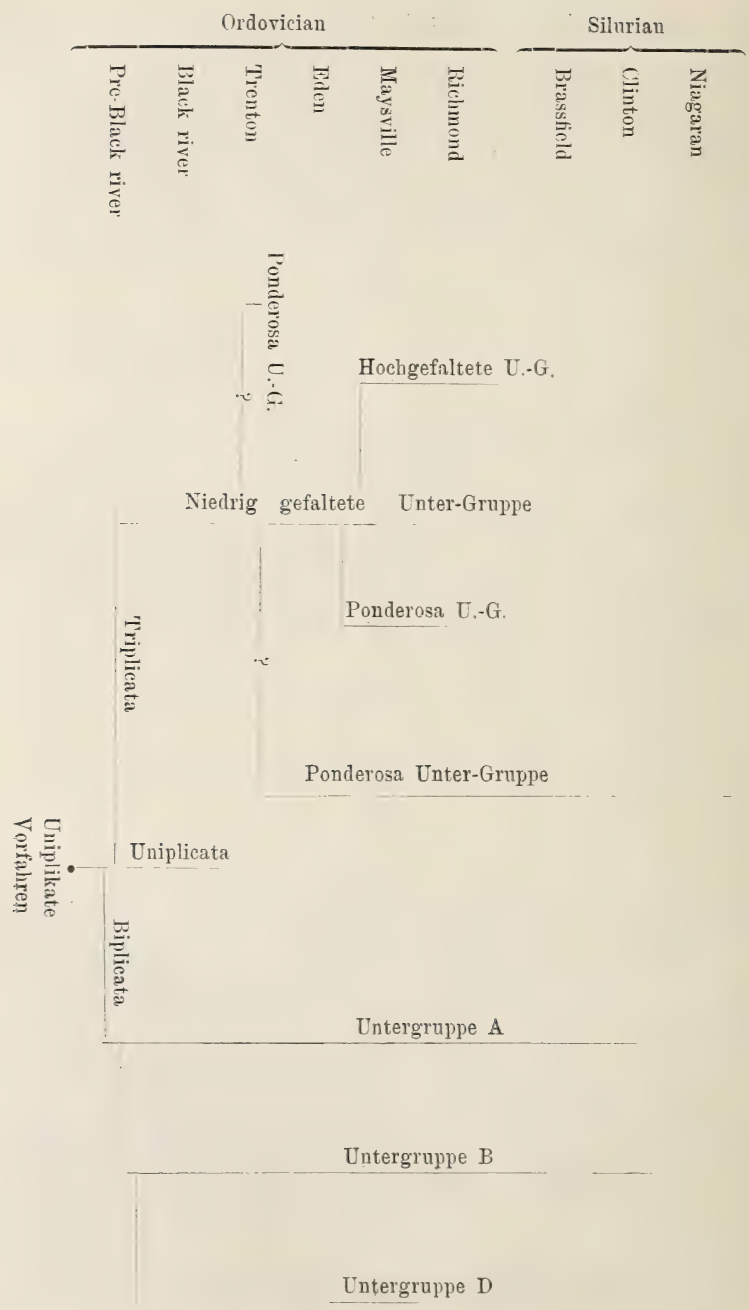
Leidhold, Cl.: Beitrag zur genaueren Kenntnis und Systematik einiger Rhynchonelliden des Reichsländischen Jura. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XLIV. 1920. 343—368. Taf. 4—6.)

Richter, R.: Über zwei gesteinsbildende *Spirifer*-Arten des Wetteldorfer Sandsteins. (Jahrb. Nassauisch. Ver. Naturk. **72**. 26—38. 3 Textfig. München-Wiesbaden 1920.)

Watson, D. M. S.: *Poikilosarkos*, a remarkable new genus of Brachiopods from the upper Coal measures of Texas. (Geol. Mag. May 1917. 212—219. Pl. 14.)

---

[1] Vgl. W. O. Dietrich, Centralbl. f. Min. etc. 1922. p. 123.


Ordovician
Silurian
Pre-Black river
Black river
Trenton
Eden
Maysville
Richmond
Brassfield
Clinton
Niagaran
Ponderosa U.-G.
?
Hochgefaltete U.-G.
Niedrig gefaltete Unter-Gruppe
Ponderosa U.-G.
?
Triplicata
Ponderosa Unter-Gruppe
Uniplikate Vorfahren
Uniplicata
Biplicata
Untergruppe A
Untergruppe B
Untergruppe D

Mollusca.

J. V. Želizko: Beitrag zur Kenntnis der Gervillien der böhmischen Oberkreide. (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanstalt. **66**. 277—280. Taf. 12. 1916.)

—: Neuer Beitrag zur Kenntnis der Gervillien der böhmischen Oberkreide. (Ebenda. **67**. 337—340. Taf. 8. 1917, 1918.)

—: Nachtrag zur Kenntnis der Gervillien der böhmischen Oberkreide. (Ebenda. **68**. 119—122. Taf. 8, 9. 1918, 1919.)

Aus Iser- bezw. Teplitzer-Schichten im Sinne von Frič, die in zwei Steinbrüchen um Morasic bei Leitomischl aufgeschlossen sind, beschreibt Verf. 14 neue *Gervillia*-Arten, die zwei Gruppen angehören. Die erste Gruppe mit *G. aurita, G. Ferinai, G. Fričí, G. Jahni, G. Zahalkai* und *G. minuta* ist durch eine hohe Schloßrandpartie sowie ein auffallend ausgezogenes Hinterohr gekennzeichnet. Die zweite Gruppe mit *G. transitia, G. robusta, G. obtusa* und *G. erecta* weist eine niedrige Schloßrandpartie mit verhältnismäßig kurz entwickelten, mehr oder weniger gleichmäßigen Ohren auf. *G. bohemica, G. gibbera, G.* sp. und *aequabilis* konnten wegen der ungenügend erhaltenen Schloßrandpartie noch nicht in eine dieser zwei Gruppen eingereiht werden. **Joh. Böhm.**

Joh. Böhm: *Aporrhais requieniana* Wzttl., non d'Orb. (Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. **41**. Teil 1. 210—215. 1 Textfig. 1920, 1921.)

Aus dem durch seinen Reichtum an organischen Einschlüssen bekannten cenomanen Sandstein von Tyssa im nordwestlichen Böhmen haben Reuss, Geinitz und Frič ursprünglich acht *Rostellaria*-Arten angeführt, die Geinitz, Deninger (dies. Jahrb. 1906. I. -317-) und Weinzettl (dies. Jahrb. 1912. II. -158-) auf drei: *Helicaulax buchi* Münst., *H. burmeisteri* Gein. und *Aporrhais requieniana* d'Orb. zurückführten. Ein im Geologischen Landesmuseum zu Berlin aufbewahrtes Exemplar der dritten Spezies gestattet, die bisherige Darstellung zu ergänzen und läßt erkennen, daß die böhmische Form neu ist und der Gattung *Lispodesthes* angehört — Verf. bezeichnet sie als *L. Naumanni* —, während *Aporrhais requieniana* d'Orb. aus dem Turon Frankreichs der Gattung *Dimorphosoma* zuzuweisen ist.

Joh. Böhm.

Arthropoda — Trilobitae.

Ch. D. Walcott: *Dikelocephalus* and other genera of the Dikelocephalinae. (Cambrian Geology and Paleontology. II. Smiths. Misc. Coll. **57**. No. 13. 343—412. Taf. 60—70. Washington, April 1914.)

Eine übersichtliche Monographie der Subfamilie Dikelocephalinae, deren Begriff Verf. auf die Gattungen *Dikelocephalus* Ow., *Conokephalina* Brögg., *Saukia* n. g., *Osceolia* n. g. und *Calvinella* n. g. beschränkt.

Schon *Dikelocephalina* bleibt daher ganz außer Erwähnung und ebenso alle übrigen nahestehenden Formen Europas. Die betrachteten Tiere sind alle Nordamerikaner und mit Ausnahme der Gattung *Calvinella* obercambrisch. *Calvinella* findet sich mit verschiedenen Arten beiderseits der Grenzlinie Obercambrium/Untersilur.

Behandelt werden: *Dikelocephalus? dalyi* n. sp., *D. hartti* (Walc.), *D.? limbatus* Hall, *D. minnesotensis* Ow. und var., *D. texanus* n. sp., *D.? tribulis* Walc., *D. vanhornei* n. sp.; — *Saukia coloradoensis* n. sp., *S. crassimarginata* (Whitf.), *S. fallax* n. sp., *S. junia* n. sp. (*S.?? leptaenarum* Wim.), *S. leucosia* n. sp., *S. lodensis* (Whitf.), *S. marica* (Walc.), *S. pepinensis* (Ow.), *S. pyrene* n. sp., *S. rustica* n. sp., *S. stosei* n. sp., *S. wardi* n. sp.; — *Osceolia osceola* (Hall); — *Conokephalina misa* (Hall); — *Calvinella newtonensis* (Well.), *C. ozarkensis* n. sp., *C. spiniger* (Hall), *C. tenuisculpta* n. sp. **Rud. Richter.**

Ch. D. Walcott: Cambrian Trilobites. (Cambrian Geology and Paleontology. III. Smiths. Misc. Coll. **64**. No. 3. 155—258. Taf. 24—38. Washington, Jan. 1916.)

Verf. führt eine Fülle von überwiegend neuen Trilobiten aus dem nordamerikanischen Cambrium vor. Das wichtigste Ergebnis erblickt Verf. mit vollem Recht in der überraschenden Entdeckung mehrerer obercambrischer Genera mit proparer Gesichtsnaht. Die Proparia waren ja im ganzen Cambrium bis auf die mehrfach mit Zweifeln aufgenommene, durch die neuen Funde aber nun ebenfalls gestützte Gattung *Burlingia* völlig unbekannt geblieben.

Diese Proparia werden auf die neuen Familien Menomonidae und Norwoodidae verteilt. Menomonidae: *Menomonia* n. g. *calymenoides* (Whitf.); *Millardia* n. g. *avitas* n. sp., *M. optata* (Hall), *M. semele* n. sp.; *Dresbachia* n. g. *amata* n. sp. — Norwoodidae: *Norwoodia* n. g. *gracilis* n. sp., *N. ponderosa* n. sp., *N. saffordi* n. sp., *N. simplex* n. sp., *N. tenera* n. sp.

Die auffälligste unter diesen Formen ist *Menomonia calymenoides*, welche mit 42 Rumpfsegmenten die bisherige Höchstzahl (*Harpes* 29) erstaunlich weit übertrifft, sich aber dennoch durch ihren an *Calymene* erinnernden Kopf als unzweifelhafter Trilobit erweist.

Von Opisthoparia werden behandelt: *Agraulos stator* n. sp.; *Acrocephalites americanus* n. sp., *A. goris* n. sp., *A.? aster* n. sp., *A.? glomeratus* n. sp., *A. haynesi* n. sp., *A. insignis* n. sp., *A.? majus* n. sp., *A. multisegmentus* n. sp., *A. stenometopus* (Ang.), *A. tutus* n. sp., *A.? vulcanus* (Bill.); *Alokistocare althaea* n. sp., *A.? labrosum* n. sp., *A. linnarssoni* (Walc.), *A. pomona* n. sp., *A.? prospectense* (Walc.), *A. subcoronatum* (Hall et Whitf.), *A. ticida* n. sp.; *Lonchocephalus appalachia* n. sp., *L. bunus* n. sp., *L. chippewaensis* Owen, *L. minor* (Shum.), *L. minutus* (Bradley), *L. pholus* n. sp., *L. plena* n. sp.,

L. sospita n. sp.; *Saratogia* n. g. *arses* n. sp., *S. aruno* n. sp., *S. calcifera* (Walc.), *S. hera* n. sp., *S. volux* n. sp., *S. wiconensis* (Owen). — Ceratopygidae: *Crepicephalus augusta* Walc., *C. camiro* n. sp., *C. comus* n. sp., *C. coosensis* n. sp., *C. coria* n. sp., *C. dis* n. sp., *C. iowensis* (Owen), *C. liliana* Walc., *C. texanus* (Shum.), *C. texanus danace* n. v. und *elongatus* n. v., *C. thoosa* n. sp., *C. tripunctatus* (Whitf.), *C. tripunctatus magnispinus* n. v., *C. tumidus* n. sp., *C. unca* n. sp., *C. unzia* n. sp., *C. upis* n. sp., *C.* sp. ind. 1 u. 2; *Amphion matutina* Hall; *Wanneria walcottana* (Wanner). — Oryctocephalidae: *Vanuxemella* n. g. *contracta* n. sp., *V. nortia* n. sp.; *Karlia minor* Walc., *K. stephenensis* Walc.; *Hanburia* n. g. *gloriosa* n. sp.; *Tsinania cleora* Walc., *Ts. elongata* n. sp.

[Die Gruben in der Saumfurche vor der Stirn von *Crepicephalus texanus* Taf. 30 gehören zu den Fällen, die eine Vorstellung für beginnende Hohlpfeilerbildung und Durchsiebung *(Trinucleus, Harpes)* gestatten. Die Aufgabe dieser Gruben kann bei ihrer Lage am Rande des Umschlags und des Hypostoms nicht Anheftung von Muskeln oder Bändern gewesen sein, sondern nur Versteifung. Dasselbe gilt von den Radialleisten im Lumen des Saumes von *Pagetia* (nächstbesprochene Arbeit Taf. 67): sie entsprechen der Randversteifung des heutigen *Cancer*.] - **Rud. Richter.**

Ch. D. Walcott: Cambrian Trilobites. (Cambrian Geology and Paleontology. III. Smiths. Misc. Coll. **64**. No. 5. 301—456. Taf. 45—67. Washington, Sept. 1916.)

Der Vorzug dieses text- und bilderreichen Werkes ist es, daß es wie schon einige andere des Verf.'s sich nicht auf Nordamerika beschränkt, sondern mehrere Gattungen cambrischer Trilobiten über die ganze Erde verfolgt und mit ihren sämtlichen Arten weltmonographisch zusammenfaßt: nämlich diesmal die Gattungen *Corynexochus*, *Dolichometopus*, *Bathyuriscus*, *Asaphiscus* und *Blountia*. Außerdem werden einzelne Arten der Gattungen *Illaenurus, Lisania, Marjumia, Maryvillia, Mesonacis, Ogygopsis* und *Orria* behandelt.

Besondere Aufmerksamkeit wird dabei auch der geographischen und stratigraphischen Verbreitung jeder Art gewidmet. In dieser Hinsicht erweist sich das Genus *Corynexochus* mit seinem Subgenus *Bonnia* als besonders bemerkenswert, da drei dazugehörige Arten von Neufundland bis zum Felsengebirge anhalten und so die untercambrischen Faunen der beiden so weit entlegenen Gebiete zu vergleichen gestatten.

Ein phylogenetisches Ergebnis ist die Ableitung von *Bathyuriscus* aus *Corynexochus*, bezw. aus einem gemeinsamen früh-untercambrischen Vorfahren. Aus *Bathyuriscus* habe sich dann *Dolichometopus* weiterentwickelt. *Bathyuriscus* wird also aus der Familie Bathyuridae herausgenommen, die sich nur noch als ein Seitenzweig am Schluß des Cambriums oder kurz danach aus einem *Bathyuriscus*-ähnlichen Vorfahren ableiten lasse (308, 333).

Vorgeführt werden: Corynexochidae: *Corynexochus bornholmiensis* Grönw., *C. brennus* n. sp., *C. bubaris* n. sp., *C. capito* n. sp., *C. clavatus* (Walc.), *C. delagei* Miqu., *C. minor* (Walc.), *C. senectus* (Bill.), *C. spinulosus* Ang., *C. stephenensis* (Walc.), *Corynexochus* (*Bonnia* n. subg.) *busa* n. sp., *C. (B.) fieldensis* (Walc.), *C. (B.) parvulus* (Bill.). Dolichometopinae: *Bathyuriscus adaeus* n. sp., *B. anax* n. sp., *B. atossa* n. sp., *B. bantius* n. sp., *B. batis* n. sp., *B. belesis* n. sp., *B. belus* n. sp., *B.? bithus* n. sp., *B. haydeni* (Meek), *B. howelli* Walc., *B. manchuriensis* Walc., *B. ornatus* Walc., *B. rotundatus* (Rom.), *B. stoliczkai* Reed, *B.?* sp. ind. 1. u. 2.; *Bathyuriscus* (*Poliella* n. subg.) *anteros* n. sp., *B.* (*P.*) *balus* n. sp., *B.* (*P.*) *caranus* n. sp., *B.* (*P.*) *occidentalis* (Matth.), *B.* (*P.*) *powersi* n. sp., *B.* (*P.*) *primus* (Walc.), *B.* (*P.*) *probus* n. sp., *B.* (*P.*) *sylla* n. sp., *B.* (*P.*) sp. ind.; *Dolichometopus acadicus* Matth., *D.? alceste* Walc., *D. baton* n. sp., *D.? bessus* n. sp., *D. bion* n. sp., *D. boccar* n. sp., *D.? deois* Walc., *D.? derceto* Walc., *D.? dirce* Walc., *D.? expansus* (Walc.), *D. productus* (Hall et Whitf.), *D. suecicus* Ang., *D. tontoensis* n. sp.; *Dolichometopus* (*Housio* n. subg.) *varro* n. sp. — Asaphidae, Subfam. Ogygiocarinae: *Ogygopsis klotzi* (Rom.); *Orria* n. g. *elegans* n. sp.; *Asaphiscus calanus* n. sp., *A. calenus* n. sp., *A. camma* n. sp., *A.? capella* n. sp., *A.? granulatus* n. sp., *A. iddingsi* Walc., *A.? minor* n. sp., *A.? unispinus* n. sp., *A. wheeleri* Meek, *A.* sp. ind. 1—3; *A.? agatho* n. sp., *A.? anaxis* n. sp., *A.? duris* n. sp., *A.? florus* n. sp., *A.?* cf. *florus*: *Asaphiscus* (*Blainia* n. subg.) *elongatus* n. sp., *A.* (*B.*) *glabra* n. sp., *A.* (*B.*) *gregarius* n. sp., *A.* (*B.*) *paula* n. sp.; *Asaphiscus* (*Blountia* n. subg.) *? alemon* n. sp., *A.* (*B.*) *alethes* n. sp., *A.* (*B.*) *alexas* n. sp., *A.* (*B.*) *amage* n. sp., *A.* (*B.*) *andreas* n. sp., *A.* (*B.*) *anser* n. sp., *A.* (*B.*) *mimula* n. sp.; *Maryvillia* n. g. *arion* n. sp., *M. ariston* n. sp. — Olenidae: *Marjumia* n. g. *callas* n. sp., *M. typa* Walc.; *Lisania? breviloba* n. sp. — Illaenidae: *Illaenurus quadratus* Hall. — Mesonacidae: *Mesonacis gilberti* (Meek).

Bemerkenswert ist endlich *Pagetia* n. g. mit *P. bootes* n. sp. und *P. clytia* n. sp., nämlich als der erste Eodiscide, der die bei der Familie bisher vergeblich gesuchten Merkmale Augen und Gesichtsnaht zeigt. Die Gesichtsnaht hat proparen Verlauf. Damit ist ein Beweis für die von früheren Forschern schon wiederholt vertretene Ansicht gewonnen, daß die Eodiscidae spezialisierte und nicht primitive Trilobiten seien; und das gilt dann auch wohl für die ihnen so nahestehenden Agnostidae (vgl. dies. Jahrb. 1921. II. -247-, -248-). **Rud. Richter.**

Rud. Richter: Von Bau und Leben der Trilobiten. I. Das Schwimmen. (Senckenbergiana. **1**. 213—238. 8 Textfig. Frankfurt a. M. 1919.)

—: II. Der Aufenthalt auf dem Boden. Der Schutz. Die Ernährung. (Ibid. **2**. 23—43. 13 Textfig. Frankfurt a. M. 1920.)

„Zufallskonvergenzen", d. h. das erweisbar mögliche Vorkommen gleichgestalteter Tiere bei verschiedener Lebensbeanspruchung mahnen

den Verf. zur Vorsicht bei den Schlüssen von der Körperform auf die Lebensweise. Nach kritischer Betrachtung der früher geäußerten wird folgende Vorstellung zu begründen gesucht:

Die Trilobiten schwammen nicht durch Rückstoß, überhaupt nicht mit dem Schwanzschild, sondern ruderten mit den Schwimmästen ihrer Spaltfüße gestreckten Körpers nach vorn. Das Rudern im Wasser ermöglichte ihnen eine schnellere Bewegung als das Kriechen auf dem Boden; dennoch war die Grundform ihres Körpers mehr für das Bodenleben als für den Aufenthalt im freien Wasser angepaßt. Den Indizien, nach denen man das Schwimmvermögen der Trilobiten untereinander abzuwerten versucht hat, wird eingehende Kritik gewidmet: größerer Schwanz und stärker gewölbter Panzer sind keine Erkennungszeichen des besseren Schwimmers; selbst randständige Augen sind es bei Tieren, die auf Beinen erhoben, schreitend, kriechen, nicht in dem Maße, wie man es nach Analogie beinlos aufliegender Tiere (Grundfische) angenommen hat. Wohl aber sprechen lange Panzeranhänge für einen häufigeren Aufenthalt im freien Wasser, da sie erst hierbei ihren Nutzwert zur Geltung bringen.

Die Bewegung auf dem Boden geschah nicht durch Vorwärtsstemmen mit den Stacheln des Rückenpanzers noch durch Vorwärtsgleiten auf „Schlammschuhen", sondern sie schritten mit vom Boden abgehobenem Körper. Dauernd verborgenes Wühlen im Schlamm entspricht nicht der Körperform der Trilobiten, wohl aber eine scharrende Lebensweise. Scharrten sie sich auch zur Ruhe ein, so geschah dies so oberflächlich, daß der Reflex des Einrollens nicht behindert wurde. Dem Schutz dienten außer dem Rollvermögen die Stacheln, die sich von kleinen der Versteifung dienenden Knötchen bis zu einer Ausbildung von ersichtlichem Schutzwert verfolgen lassen. Solchen Schutz, der schon im Ausschluß kleinmäuliger Feinde bestand, übten die Stacheln besonders am gerollten Panzer aus, der die eigentliche Schreck- und Verteidigungsstellung der Tiere war.

Zur Ernährung brauchten sich die Trilobiten keineswegs mit Kleinlebewesen, Moder oder Schlamm zu begnügen, ihre Kiefer reichten zur Bewältigung auch frischer Leichen und lebenden Fleisches vollkommen aus. Dem Aufspüren der Nahrung aus den obersten Schlammschichten diente eine ganze Rüstkammer von Scharrgeräten, die an morphologisch ganz verschiedenen Teilen des Kopfes auftreten können. **Rud. Richter.**

— —

C. Kloučck: Le genre *Bohemilla* Barr. (Bull. intern. de l'Ac. des sc. de Bohême. Résumé 1—2. Prag 1920.)

Eine rätselhafte Form in Barrande's Trilobitenwelt ist die Gattung *Bohemilla* geblieben, wie er sie in der Abbildung seiner *B. stupenda* überliefert hat. Ihre Berechtigung wurde daher angezweifelt, und von Beecher und Holm eine mißverstandene *Aeglina* dahinter gesucht. Dem Verf. gelang es nun, ein zweites Stück von *B. stupenda* im oberen D 1γ bei Beraun zu entdecken und daran zu zeigen, daß die Gattung sehr wohl,

und zwar als eine ganz selbständige Erscheinung zu Recht besteht, immerhin als ein normal gebauter Trilobit. Barrande's Urstück erweist sich dagegen als beschädigt und seine absonderliche Figur als verfehlt. [Diese hat jedoch gerade wegen ihrer Absonderlichkeit in allgemeine, auch volkstümliche Werke Aufnahme gefunden, wie z. B. in die bisherigen Auflagen von Neumayr's „Erdgeschichte"; sie ist also zu tilgen.] **Rud. Richter.**

Arthropoda — Insecta.

R. S. Bagnall: On *Stenurothrips succineus* gen. et n. sp., an interesting tertiary *Thysanopteron*. (The Geol. Mag. Dec. VI. 1. 1914. 483—485. Taf. XXXVI.)

Verf. beschreibt aus baltischem Bernstein die zu der der Unterordnung der Terebrantia angehörenden neotropischen Familie der Heterothripidae gehörige neue Thysanopteren-Gattung *Stenurothrips* und benennt die neue Form *St. succineus*. Das Original gehört dem Berliner Geologisch-paläontologischen Institut. **K. Andrée.**

Vertebrata — Faunae.

N. Jakowlew: La faune triassique de vertébrés de la série de roches bigarrées des gouvernements de Vologda et de Kastroma. (Mém. d. l. Soc. Russe de Minéralogie. 2. ser. V. 51. 1. Liv. Jahrg.? 337—360. Mit 2 Taf.)

Es handelt sich um Funde, die von dem Autor und anderen während der Jahre 1903, 1907 und 1915 am Flusse Lousa und Vatlouga in den Gouvernements Vologda und Kastroma gesammelt wurden. Unter den Fischen wurde die bisher nur durch Zähne aus dem (unteren!) Perm von Texas bekannte Dipnoer-Gattung *Gnathorhiza pusilla* Cope in etlichen Stücken festgestellt; daneben finden sich zahlreiche Schuppen von Ganoidfischen, welche nach einer vorläufigen Bestimmung von Lednew den Gattungen: *Acrolepis*, *Gyrolepis* sowie *Ophiopsis*, *Lepidotus* und *Amblypterus* anzugehören scheinen.

Eine Reihe von Schädelfragmenten wird als *Rhinesuchus* bestimmt, welcher Stegocephale von Broom aus dem Perm-Trias Südafrikas beschrieben wurde. Die Form wird *Rhinesuchus wolgo-dwinensis* genannt und ist vor allem auf eine rechte hintere obere Schädelpartie, sowie auf ein Mittelstück der vorderen Schädelunterseite begründet; durch Unterkieferteile werden Schnitte gemacht und dabei Angulare, Dentale, Intercoronoid, Präcoronoid, Postspleniale und Spleniale festgestellt. Dünnschliffe durch die Fangzähne weisen ausgezeichnete Labyrinthstruktur auf. Etliche isolierte Hypozentra werden der Form zugerechnet.

Schließlich werden als *Thecodontosaurus?* sp. etliche Wirbel und Zähne beschrieben. Erstere sind langgestreckt, amphicöl, enthalten im Innern des Wirbelkörpers einen großen Hohlraum, und weisen zwischen den Postzygapophysen ein Hypantrum auf. Ein Wirbel wird als vorderer Schwanzwirbel gedeutet. Was die Zähne anlangt, so sind sie nach rückwärts gekrümmt und ihr Vorder- und Hinterrand fein gezähnelt. [Ob diese isolierten Zähne wirklich zu den als *Thecodontosaurus* gedeuteten Resten gehören, ist keineswegs sicher, auch andere Reptilien besitzen solche gekerbte Zähne. Ref.]

Hauptsächlich auf Grund der als *Thecodontosaurus* bestimmten Funde, welche in Deutschland zuerst im Muschelkalk sich nachweisen ließen, erklärt der Autor die Fauna für Trias als ein Äquivalent des Buntsandsteins (Campiler + Seiser Schichten). Diese Dinosaurierzone gestattet nach Jakowlew die permotriadischen Sandsteine des nördlichen Rußlands zu teilen in eine nördliche oberpermische *Pareiasaurus*-Zone und eine südlich davon gelegene Dinosaurier = Buntsandsteinzone.

Hoffentlich bestätigen weitere Funde diese auf noch unzureichendem Material gegründeten Schlüsse Jakowlew's. **Broili.**

Pisces.

T. D. A. Cockerell: Some fossil fish scales from Peru. (Proc. U. St. Nat. Mus. **59**. 1921. 19—20.)

Von Huacho nördlich Callao, Peru, werden Characiden-Schuppen aus jugendlichen, vermutungsweise miocänen Schichten als *Characilepis tripartitus* nov. gen. nov. sp. ganz kurz beschrieben und z. T. abgebildet. **Hennig.**

Erick Aison Stensiö: Triassic fishes from Spitzbergen. Teil I. Holzhausen-Wien 1921. 307. 35 Taf.

Nach vereinzelten älteren Funden entdeckte Wiman 1908 auf Spitzbergen in der Trias einige Lagen mit Fischen und anderen Vertebraten. Planmäßige Aufsammlungen haben seitdem von skandinavischer Seite fast alljährlich stattgefunden. Verf. selbst hat 1912—1917 allein 5 Expeditionen dorthin unternommen. Neue Funde und Ankäufe kamen hinzu, so daß ein stattliches Material beisammen ist. In voller Erkenntnis der Bedeutung dieser Ausbeute hat Verf. uns nunmehr mit einer großangelegten Monographie der Fische aus demselben beschenkt. Völlig unmöglich ist es, die Fülle der Ergebnisse kurz referierend auch nur annähernd wiederzugeben, obwohl zunächst nur der erste Teil des Ganzen vorliegt. Die Arbeit ist grundlegend und künftig bei allen ähnlich gerichteten Studien unentbehrlich.

Besondere Bedeutung gewinnt die Fischfauna schon dadurch, daß sie den (etwa 15 cm und mehr messenden) *Posidonomya*-beds und damit der unteren Trias angehört. Denn in Europa, wie auch anderwärts, setzt ja um diese Zeit die Berichterstattung größtenteils aus. Auch ein von Salomon 1910 aufgefundenes anfänglich für permisch gehaltenes Bonebed gehört nach der Fischführung in die untere Trias hinein. Eine stratigraphische Einführung in die Trias Spitzbergens nebst historischen Bemerkungen über die Erschließung wird dem Werk dankenswerterweise vorausgeschickt. Die Gesamttrias hat dort bisher nicht weniger als 60 verschiedene Wirbeltierarten geliefert, von denen der Löwenanteil (ca. $\frac{2}{3}$) auf die Fische entfällt, die ihrerseits das Schwergewicht durchaus in der unteren Trias haben, aber doch auch in einzelnen Lagen der mittleren und oberen zu finden sind.

Als jungpaläozoische Relikte in dieser Fauna finden sich interessanterweise *Platysomus* und eine beträchtliche Zahl von z. T. neuen Palaeonisciden. Auch die mannigfaltige Vertretung der Crossopterygier (5 Coelacanthiden-Gattungen mit 11 Arten) möchte ich hier anschließen, auch wenn nach Stensiö's Meinung im ganzen „Coelacanthiden und Chondrostier eine nicht untergeordnete Rolle" in der Fauna spielen. Die engen Beziehungen zu Europa, in geringerem Maße auch zu Nordamerika, entsprechen durchaus dem zu Erwartenden. Auch das Auftreten eigener Formen — es werden 8 Gattungen, über 2 Dutzend Arten neu beschrieben — kann der geographischen Lage nach nicht überraschen. *Ceratodus* ist mit einem Zahn vertreten, charakteristischerweise aus dem Bonebed des unteren Saurierhorizontes (der bereits der mittleren Trias angehört).

Die in alle Winkel hineinleuchtende eingehende Beschreibung enthält eine Fülle von historischen Bemerkungen, allgemeiner wichtigen Hinweisen und Vergleichen, begründet auf ein äußerst sorgsames Literaturstudium und wiederholte persönliche Bereisung zahlreicher europäischer, besonders deutscher Museen. Von weitreichender Bedeutung sind z. B. die Ausführungen über die innigen Beziehungen der Coelacanthiden und der älteren Crossopterygier (Rhipidistiden), auf welche letzteren die Dipnoer ebenfalls erneut zurückgeführt werden, über die genetischen Beziehungen zwischen Crossopterygiern und Actinopterygiern, die systematische Sonderstellung von *Polypterus* (eigene Ordnung Brachyopterygii!), endlich besonders die vergleichend anatomischen Bemerkungen[1] über Crossopterygier und Stegocephalen, wonach auf eine gemeinsame Urform im Unterdevon oder Obersilur geschlossen wird. Dabei ist zu bedauern, daß die Placodermen und Arthrodira nicht in den Kreis der Betrachtungen einbezogen worden sind.

Auch die anatomische Untersuchung des Skeletts der fossilen Fische überhaupt, insbesondere des Schädels, wird auf eine wesentlich höhere Basis gehoben, die Wirbelsäule unter modernen Gesichtspunkten analysiert

[1] Ein paariges Postparietale der Stegocephalen, ein unpaares der Rhipidistiden (p. 143) scheint mir doch eine scharfe Scheidewand zu errichten oder unsere Terminologie Lügen zu strafen.

(vgl. *Birgeria*). Die Einheitlichkeit der Palaeonisciden wird betont entgegen Versuchen sie aufzuspalten. Die Colobodontidae Stolley's werden wieder aufgelöst und mit Ausnahme von *Nephrotus* den Catopteriden einverleibt. Interessant ist die Wiederauffindung des alpinen *Perleidus* de Alessandri in entsprechenden Lagen Spitzbergens. Den Schluß des ersten Teils machen wertvolle Vergleiche zwischen Palaeoniscidae, Platysomiden und Catopteriden einerseits, Stören, *Amia*, *Lepidosteus* und Teleostiern andererseits.

Die Fortsetzung des schönen Werks kann nur mit Spannung erwartet werden. Die Ergebnisse sind um so bemerkenswerter, als die 35 mit ausführlichen Erläuterungen versehenen Tafeln ein keineswegs durch ungewöhnliche Erhaltung ausgezeichnetes Material erkennen lassen.

Hennig.

Ch. R. Eastman: Fossil fishes in the collection of the United States National Museum. (Proc. U. St. Nat. Mus. Washington 1917. 52. 235—304. Taf. 1—23.)

In der bei amerikanischen Museen üblichen Weise wird der Gehalt einer Sammlung wissenschaftlich gediegen, doch fast ohne Rücksicht auf anderweitiges entsprechendes Material beschrieben und, soweit auf so schmaler Basis möglich, ausgewertet. Viel Ungleiches aus allen Ordnungen und Formationen steht so nebeneinander. Also kataloghafte Behandlung, doch ohne die phänomenale Vollständigkeit und Geschlossenheit der Monographien des British Museum.

Zu den untersilurischen Wirbeltierfundorten von Colorado ist seit 1913 ein neuer gekommen (nahe Ohio City). Sie wie diejenigen in Montana und Dakota werden allen Anzweiflungen zum Trotz in ihrer Altersstellung fest behauptet. Um so auffallender das „devonische" Gepräge der Fischreste. Darunter *Astraspis*, die zum Vertreter einer neuen Ostracodermenfamilie erhoben wird.

An der Verwandtschaft Ptychodonten—Chimaeriden wird gegen Jaekel und Dollo festgehalten. Die große Übereinstimmung zwischen *Pachyosteus bulla* Wildungen und *Dimichthys halmodeus* New York, die aus Fig. 3 und 4 hervorgehen soll, vermag Ref. nicht zu erblicken.

Aus den postpaläozoischen Serien werden nur wichtigere Stichproben mitgeteilt. Von Interesse ist das Vorkommen von *Belonorhynchus (? Saurichthys)* und *Lepidotus* (*Prolepidotus)* in Triasablagerungen. Ein interessantes Triasprofil ist beigefügt.

Dapedoglossus aus dem Eocän des Green River, Wyoming, soll dem lebenden *Heterotis* im tropischen Afrika am nächsten stehen.

Im übrigen kann in Einzelheiten nicht eingetreten werden. Neue Gattungen und Artnamen nur aufzuführen, kann ich mich gleichfalls nicht entschließen. **Hennig.**

Tetrapoda — Allgemeines.

Gregory, W. K.: Report of the committee of nomenclature of the cranial bones in the permian Tetrapoda, with Appendix by R. Broom. (Bull. Geol. Soc. Amer. 1916. **28**. 977 ff.)

Watson, D. M. S.: Second report of the committee of the cranial elements in the permian Tetrapoda. (Bull. Geol. Soc. Amer. 1916, **28**. 980 ff.)

Lull, R. S.: An upper carboniferous footprint from Attleborough, Massachusetts. (Am. Journ. of Sc. 1920. **50**. 234—236. 1 Fig.)

N. N. Jakowlew: A contribution to the study of the primary factors in the evolution of the vertebral column. (Travaux d. l. Soc. des Naturalistes de Pétrograd. **1**. Lfg. 1. Petersburg 1920. 1—10. Mit 5 Fig. Russisch mit kurzer englischer Zusammenfassung.)

Jakowlew bespricht in bezug auf die rhachitomen Wirbel die verschiedenen Anschauungen von Cope und Williston über die Homologie der Zentra der holospondylen Wirbel der Amphibien zu den Hypozentra und Pleurozentra der rhachitomen Wirbel. Im Gegensatz zu der Meinung Williston's, welcher — im Widerspruch mit Cope — das Hypozentrum + Pleurozentrum als homolog erklärt, da Rudimente von letzteren unbekannt bei Amphibien seien, meint Jakowlew, daß solche doch gelegentlich der Beobachtung entgangen sein dürften, wenn sie knorpelig waren, wie es bei dem triassischen Stegocephalen *Ekbainacanthus* der Fall ist.

Der Autor bespricht weiter im Anschluß an Cope die Rolle der Kinetogenese bei der Bildung der rhachitomen Wirbel, wobei er sich auf Angaben von G. W. Kolosow, Professor der theoretischen Mechanik an der Universität Petersburg, stützt; nach dessen Angaben nimmt ein hohles Metallrohr, wenn es in die Richtung der Längsachse gepreßt wird, auf den Grund der Falten, zumeist eine hexagonale Form an. Die so entstehenden Falten vergleicht nun Jakowlew mit den Pleurozentra und Hypozentra. **Broili.**

Reptilia.

Goodrich, E. S.: Classification of the Reptilia. (Proceed. R. Soc. London 1916.)

Huene, F. v.: Stammesgeschichtliche Ergebnisse einiger Untersuchungen an Trias-Reptilien. (Zeitschr. f. indukt. Abstamm.- und Vererbungslehre. 1920. **24**. 159—163. 1 Fig. 1 Taf.)

Versluys, J.: Über die Phylogenie der Schläfengruben und Jochbogen bei den Reptilien. (Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Heidelberg. Math.-nat. Kl. 1919. Abh. 13. 29 p. 19 Fig.)

Williston, S. W.: The phylogeny and classification of Reptiles. (Journ. of Geol. 1917. 25. 411—421. 5 Fig.)
Smith-Woodward, A.: Giant Reptiles of the Weald. (Transact. South-eastern Un. of the scient. Soc. 1919. 1—13.)
Broom, R.: On some new therocephalian Reptiles from the Karroo beds of South Africa. (Proceed. Zool. Soc. London 1920. 3. 343—355. 9 Fig.)
Sollas, J. B. and W. J. Sollas: On the Structure of the Dicynodont skull. (Philos. Transact. R. Soc. London 1916. 208. 9 p. 2 Taf.)
Williston, S. W.: *Labidosaurus* Cope, a lower permian Cotylosaur Reptile. (Contrib. fr. Walker Mus. Chicago 1917. 2. 45—57. 9 Fig.)

F. v. Huene: *Sclerosaurus* und seine Beziehungen zu anderen Cotylosauriern und zu den Schildkröten. (Zeitschr. f. induktive Abstammungs- u. Vererbungslehre. 1920. 24. Heft 2. 163—166. Mit 1 Fig.)

Die Phalangenformel des Fußes von *Sclerosaurus* wird erneut untersucht und dieselbe jetzt als 2.3.3.4?? bezeichnet. Die ursprüngliche Auffassung von Wiedersheim war also richtig. Damit erhöht sich die schon früher betonte Ähnlichkeit mit *Pareiasaurus* und was den Schädel anlangt, so erinnert der von *Sclerosaurus* teils an *Elginia*, andererseits aber auch an den der alttertiären Schildkröte *Meiolania*. Huene stellt *Sclerosaurus* auf Grund dieser Ähnlichkeit einstweilen in die gleiche Familie wie die Elginien, und betrachtet weiterhin *Sclerosaurus* als einen nahen Verwandten der *„Archichelonia"*, d. h. von *Eunnotosaurus* (siehe dies. Jahrb. 1916. II. -129-). Auch das nur durch ein Femurbruchstück bekannte *Trochantherium* soll einer ähnlichen Fauna angehören [?].

Broili.

D. M. S. Watson: The bases of classification of the Theriodontia. (Proc. Zool. Soc. London 1921. 35—98. Fig. 1—29.)

Watson beginnt seine Ausführungen mit Untersuchungen über Gorgonopsier, vor allem mit wichtigen ergänzenden Beobachtungen an *Arctops Willistoni* Watson, *Gorgonops torvus* Owen, *Scymnognathus Whaitsi* Broom (hier ist auch eine ausgezeichnete Figur vom Atlas beigefügt!), *Leptotrachelus eupachygnathus* n. g. n. sp. (einer ursprünglich als *Scymnognathus Whaitsi* beschriebenen Form), *Lycosaurus pardalis* Owen, *Arctognathus curvimola* Owen, die fast alle aus der *Endothiodon*-Zone stammen. [Untere Beaufort-Schichten = 1 *Pareiasaurus*-, 2 *Endothiodon*-, 3 *Cisticephalus*-Schichten = Perm. Ref.] In dieser Gruppe von alten Gorgonopsiern sind die Ahnen der Cynognathidae enthalten (Theriodontier), andererseits stellen die Pelycosaurier eine Gruppe dar, welche

in sich geschlossene Seitenzweige enthält, von deren unterster Basis ihrerseits säugerähnliche Reptilien ihren Ausgang nehmen. Watson behandelt im weiteren nun die Fortschritte im Bau innerhalb der Gesamtgruppe dieser „Anomodontia", indem er die Schädel der zwei extremsten Typen: den Pelicosaurier *Varanosaurus* und den Cynodontier *Diademodon* einander vergleichend gegenüberstellt, nämlich in Hinsicht 1. auf die allgemeine Form, 2. auf den Gehirnschädel, 3. auf das Schädeldach. Bei diesen Ausführungen werden auch dazwischen stehende Formen zum Vergleich herangezogen wie *Diopaeus, Sphenacodon* und *Dimetrodon*, und wie diese vorgeschrittenen Pelycosaurier werden auch die obengenannten Gorgonopsier vom primitiven *Arctops* bis zu *Scymnognathus* mitbehandelt. Diese Gorgonopsier aus der *Endothiodon*-Zone zeigen bestimmte Fortschritte gegenüber den Pelycosauriern in der Richtung auf *Diademodon*; jede Form ist in gewissen Merkmalen fortgeschrittener, während sie bei anderen einen primitiveren Bau beibehält, so daß ein imaginäres Tier, das man sich aus den zusammengenommenen fortgeschrittenen Eigenschaften, die von den wirklichen Tieren abgenommen werden, entstanden denkt, viel fortgeschrittener aussehen dürfte, wie irgend eines im Durchschnitt. In Wirklichkeit lassen die Verhältnisse es vermuten, daß eine Grenze des Gesamtbetrages an Fortschritten für die Angehörigen einer Gruppe in einer gegebenen Zeit möglich ist, und daß diese Veränderungen entweder auf das ganze Tier verteilt oder in einer bestimmten Region konzentriert sind, in welch letzterem Fall ein viel fortgeschrittener [aber einseitig differenzierter. Ref.!] Typ gegenüber den lebenden Formen zustande kommt.

Im nächstfolgenden Abschnitt zieht Watson die Gorgonopsier aus den jüngeren Horizonten, der *Cisticephalus*-Zone, zu seinem Vergleiche heran *(Scymnognathus, Arctognathus, Whaitsia)* und kommt dann schließlich zu dem Schluß, daß die Gorgonopsier eine Reihe von Formen enthalten, welche in ihrem Schädel eine stufenartige Reihe darbieten, die unmerklich von einem so primitiven Tier wie *Arctops* zu einem Cynognathiden überführen; es läßt sich klar das Dasein einer Serie entwicklungsgeschichtlicher Richtungen feststellen, welche ohne Änderung vom Beginn der „Anomodontier" mit *Varanosaurus* bis zu ihrem Ende mit *Diademodon* persistieren und zu den Säugern überführen.

Nachdem der Autor zu diesem Resultat gelangt ist, kommt er auf die anderen primitiveren Theriodontia zu sprechen, welche gewöhnlich als Therocephalia und Deinocephalia bezeichnet werden. Was die ersteren betrifft, so leiten ihn die Beobachtungen bei *Scymnosaurus* und *Scylacosaurus* zu der Annahme, daß die Therocephalia von den Gorgonopsiern ihren Ausgang nehmen und daß sie eine Reihe bestimmter Äste repräsentieren, welche viel schnellere Fortschritte in ihrer Struktur machten, als der konservative Hauptstamm. Watson hält es weiter für wahrscheinlich, daß *Bauria* und seine Verwandten auf Therocephalia zurückzuführen sind. Abgesehen von der ausgesuchten Reihe unter den Gorgonopsiern, welche die Ähnlichkeiten mit den Cynognathiden demonstrieren und von

welchen stillschweigend angenommen wird, daß sie der Hauptstamm sind, finden sich aber noch viele andere Gorgonopsia, welche Seitenzweige zu sein scheinen und die entweder eine beschleunigte Entwicklung gewisser Merkmale oder individuelle Spezialisation entfalten *(Aelurosaurus)*.

Schließlich weist Watson noch mit vollem Recht auf das äußerst mangelhafte Material hin, auf dem zum großen Teil die Gruppe der Theriodontia basiert, bei denen viele charakteristische Formen nur bekannt sind durch die Schädelvorderenden oder die Bezahnung. Letztere ist aber nach Watson in systematischer Hinsicht sogar für generische Unterscheidung sehr unzuverlässig.

Watson ist auf Grund seiner Ausführungen geneigt, seine früheren Einteilungsprinzipien der Theriodontia in Gorgonopsia, Therocephalia, Cynognathidae und Bauriamorpha beizubehalten, wobei er ausdrücklich anerkennt, daß diese Gruppen oder wenigstens die ersten beiden eine Menge von Formen enthalten, die nicht direkt gemeinsamen Ursprungs sind und nur durch 2 oder 3 bezeichnende Merkmale zusammengehalten werden.

Weiterhin wendet sich Watson den Deinocephalia (*Rophalodon*, *Anteosaurus* n. g.) und schließlich den Dicynodontia zu *(Endothiodon microps)*. Nach der Meinung Watson's mögen die 3 Ordnungen: Deinocephalia, Dicynodontia und Theriodontia von einem gemeinsamen Stamm entsprungen sein, dessen direkte konservative Nachkommen die Gorgonopsia sind — die Dromasauria scheinen einem weit entfernt liegenden Stamm der Anomodontia anzugehören.

Der letzte Abschnitt ist der Bezahnung der einzelnen Gruppen gewidmet und dabei scheint Watson die Meinung von Broom zu bestätigen, daß es bei den Cynodontiern zu einem säugerähnlichen Zahnwechsel der Prämolaren kommt, während die Molaren nicht ersetzt werden.

Aus Raummangel mußte der Referent leider verzichten, näher auf die speziellen Feststellungen bei den einzelnen Gruppen von seiten Watson's, welcher bei seinen Folgerungen auch stets das zeitliche Moment berücksichtigt, einzugehen, er kann nur darauf aufmerksam machen und sie dem Studium eindringlich empfehlen. Daß die Cynodontier auf Formen wie *Varanosaurus* zurückzuführen sind, darin stimmt der Referent dem Autor vollkommen zu. **Broili.**

B. Brown: *Tyrannosaurus*, the largest flesh-eating animal that ever lived. (Amer. Mus. Journ. Oct. 1915. 272—279. 9 Fig.)

Fundgeschichte, Präparation und Aufstellung werden besprochen und durch gute Abbildungen erläutert. Von Interesse sind namentlich schöne Skelettabbildungen und ein sehr sorgfältig hergestelltes Modell zweier Skelette in Kampfstellung. **F. v. Huene.**

Ch. W. Gilmore: On the fore limb of *Allosaurus fragilis*. (Proceed. U. S. Nat. Mus. 49. 1915. 501—513. 7 Fig.)

Marsh hatte 1884 (Amer. Journ. Sci. 27. p. 336. Pl. 11) Becken und Hinterfuß von *A. fragilis* bekannt gemacht und 1896 (16th Ann. Rep. U. S. Geol. Surv. Pt. I. Pl. 11, 1) dazu noch eine Vorderextremität abgebildet. Diese letztere ist aber — wie Verf. im einzelnen nachweist — in der Hauptsache von *Ceratosaurus* entlehnt und teilweise frei konstruiert. Nun aber ist Verf. in der Lage, die ganze Vorderextremität des gleichen Individuums zu beschreiben, von dem Marsh 1884 nur wenige Teile beschrieben hatte. Die Scapula ist lang, gerade und schmal, der Humerus kurz und sehr kräftig mit stark entwickeltem Proc. lateralis. Die Hand besteht aus den drei ersten Fingern mit normaler Phalangenformel und langen, kräftigen Krallen. Der zweite Finger ist der kräftigste und längste. Mtc. I ist etwa halb so lang wie II und die erste Phalange ist sehr lang. Mtc. III ist bei weitem am schwächsten, aber nur wenig kürzer als II.

Im Gegensatz zu dieser Form hat *Ceratosaurus* vier funktionierende Finger, bei *Ornitholestes* ist der vierte Finger ganz rudimentär. Der obercretacische *Gorgosaurus libratus* Lambe besitzt nur noch zwei funktionierende Finger und der dritte ist rudimentär. F. v. Huene.

S. H. Haughton: A new Dinosaur from the Stormberg beds of South Africa. (Ann. Mag. Nat. Hist. Ser. 9. II. Dec. 1918. 468—469.)

Beschrieben wird kurz und ohne Abbildungen *Thecodontosaurus minor* n. sp. Der Fundort ist Pitsing, Maclear, C. P., am Straßeneinschnitt bei Naudes Neck. Horizont: Red Beds, wenig unterhalb ihrer halben Dicke von unten gerechnet. Gefunden sind nur eine linke Tibia, ein Halswirbel und ein Teil des linken Ilium. Die Tibia ist ca. 11 cm lang, es handelt sich also um eine kleine Form. Die Unterschiede von noch verwandten Arten und Gattungen werden nicht hervorgehoben.

F. v. Huene.

Huene, F. v.: Coelurosaurier-Reste aus dem obersten Keuper von Halberstadt. (Centralbl. f. Min. etc. 1921. 315—320. 6 Fig.)

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele) in Stuttgart.

Soeben erschien:

Vom Relativen zum Absoluten

I. Teil:

Das Aetherrätsel und seine Lösung

Von

Ernst Maag und Dr. rer. nat. **Karl Reihling**

Gr. 8° 44 Seiten **Inlandpreis Mk. 13.—**

Die kleinsten Bausteine der ponderablen Materie, die Elektronen und Atomkerne, stehen mit dem imponderablen Aether, aus dem sie entstanden sind, in dauerndem Energieaustausch. Aether, Elektronen und Atomkerne sind drei verschiedene Verdichtungszustände des den Weltbaustoff bildenden „Energiestoffes".

Auf dieser Erkenntnis fußt die vorliegende Schrift, sie wird neben Physikern, Chemikern, Mathematikern auch für alle Kristallographen, Mineralogen, Geologen etc. sowie für jeden Naturwissenschaftler von größtem Interesse sein.

Vor kurzem erschien:

Die Grundlagen der Deckentheorie in den Alpen

von Dr. **Serge von Bubnoff.**

Groß 8°. 150 Seiten mit 45 Textfiguren.

Das Schwergewicht der Betrachtung liegt mit Recht auf der Methodik und der kritischen Untersuchung der Grundmauern des großartigen Gedankengebäudes. .... In kühler Objektivität wird die Studie all den gegensätzlichen Auffassungen nach Möglichkeit gleichmäßig gerecht und weiß den Leser ebenfalls von allen Seiten an den Stoff heranzuführen, der nur so in seiner ganzen Plastik erfaßbar ist. Prof. Dr. E. Hennig.

(Centralbl. f. Min. etc. 1921, No. 14.)

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele) in Stuttgart.

Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

Beilage-Band XLIV Heft 3.

Mit Taf. VII—X und 16 Textfiguren (davon 1 Figurenbeilage).

Eitel, W.: Untersuchungen über magmatische Vielstoffsysteme. (Mit 9 Textfiguren, Fig. 4 als Figurenbeilage.) 33 S.

Koenigsberger, J. und W. J. Müller: Beschreibung einiger synthetischer Silikatmineralien und synthetischer Versuche nebst Folgerungen für die natürlichen Vorkommen. (Mit Taf. VII—X.) 57 S.

Soergel, W.: Die Planifrons-Frage. (Mit 7 Textfiguren.) 54 S.

= Ausgegeben am 14. Mai 1921. =

Beilage-Band XLV Heft 1.

Mit Taf. I, 20 Textfiguren und 3 Tabellenbeilagen.

Bubnoff, S. v.: Die hercynischen Brüche im Schwarzwald, ihre Beziehung zur carbonischen Faltung und ihre Posthumität. (Mit 4 Tabellen und 3 Textfiguren.) 120 S.

Veit, Kurt: Künstliche Schiebungen und Translationen in Mineralien. (Mit Taf. I und 7 Textfiguren.) 28 S.

= Ausgegeben am 19. Juli 1921. =

Beilage-Band XLV Heft 2.

Mit Taf. II—X, 7 Figuren im Text und als Textbeilagen.

Wanner, J.: Beiträge zur Geologie und Geographie von Nordost-Borneo. (Mit 20 Karten und 4 Profilskizzen [Taf. II—V].) 64 S.

Freyberg, B. v.: Der Aufbau des unteren Wellenkalks im Thüringer Becken. (Mit Taf. VI—X und 5 Textfiguren.) 60 S.

Eitel, Wilhelm: Untersuchungen über magmatische Vielstoffsysteme. II. [Schluß folgt.] (Mit 21 Figuren im Text und als Textbeilagen.) 35 S.

= Ausgegeben am 3. Dezember 1921. =

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele) in Stuttgart.
Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

13. Mai 1922

Neues Jahrbuch

für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn **A. Bergeat,** in Kiel **E. Hennig,** in Tübingen **J. F. Pompeckj** in Berlin

Jahrgang 1922

I. Band. Zweites Heft

Mit Tafel I und 9 Textfiguren

STUTTGART 1922

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung

(Erwin Nägele)

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele)
in Stuttgart.

Soeben erschien in unserem Verlage:

Die Mineralien der Niederrheinischen Vulkangebiete

von

Prof. Dr. **Reinhard Brauns** in Bonn.

4°. 225 Seiten mit 40 Lichtdrucktafeln.

In Mappe.

Auf der ganzen Erde gibt es kein Gebiet, in welchem die Bildungs- und Umbildungsverhältnisse der Mineralien so mannigfaltig waren wie in den Vulkangebieten des Niederrheins. Das Werk hat darnach nicht eine nur lokale Bedeutung, sondern es ist berufen, durch Darbietung reichen und seltenen Materials in hervorragender Weise die Forschungen über das Werden der Mineralien zu fördern.

Für alle Universitäts- und Institutsbibliotheken, für alle Fachgelehrten des In- und Auslandes wird sich das Werk als unentbehrlich erweisen.

Vor kurzem erschien:

Rosenbusch-Wülfing:

Mikroskopische

Physiographie

der petrographisch wichtigen Mineralien.

I. Band. 1. Hälfte:

Untersuchungsmethoden.

5. völlig umgearbeitete Auflage

von

E. A. Wülfing.

Erste Lieferung.

Lex. 8°, 268 Seiten mit 192 Textfiguren und 1 farbigen Tafel.

Das Erscheinen der ersten Lieferung dieses klassischen Werkes in neuer Auflage wurde schon lange erwartet und wird daher in Fachkreisen mit Freuden begrüßt werden.

Mineralogie.

Allgemeines.

Johnsen, A.: Korrelationen in der leblosen Natur. (Natur. XII. Jahrg. Heft 11/12. 1921.)

Lehner, Alfons: Tafeln zum Bestimmen der Mineralien auf chemischem Wege, besonders vor dem Lötrohr. 8°. 63 p. Preis 10 Mk. Berlin und Leipzig 1921. Vereinigung wissenschaftlicher Verleger. (C.Bl. f. Min. etc. 1922. p. 192.)

Merrill, George P.: Contributions to a History of American State Geological and Natural History Surveys. (U. S. National Museum. Bull. **109**. 1920. 549 p. Mit Porträts auf 37 Tafeln.)

Millosevich, Federico: Commemorazione del Socio Prof. Giovanni Strüver. (Rend. Acc. Lincei. **24**. Ser 5ª. 1915.)

Kristallographie. Kristallstruktur.

M. Born und O. Stern: Über die Oberflächenenergie der Kristalle und ihren Einfluß auf die Kristallgestalt. (SitzBer. Akad. Wiss. Preußen. 1919. 901—913.)

Verf. berechnen Kapillarkonstanten σ für verschiedene Kristallflächen der strukturell bekannten regulären Alkalihalogenide. Benützt wird ein Ansatz für die potenzielle Energie zweier im Abstand r befindlicher Ionen von der Ladung e:

$$\Phi = \pm e^2 r^{-1} + b r^{-n},$$

wobei b eine positive Konstante, während n (nach Born's a. a. O. gegebenen Überlegungen für Lithium 9 = 10) die für die Abstoßung gültige Potenz des Abstandes darstellt. Das anschauliche Gedankenexperiment des Auseinanderschneidens eines unendlich ausgedehnten Kristallgitters zeigt, daß die Oberflächenenergie einer Trennungsfläche F gleich

$$F\sigma = -\frac{U_{12}}{2}$$

ist. $-U_{12}$ ist die negative potenzielle Energie beider Halbkristalle aufeinander. Sie läßt sich darstellen als die Summe der potenziellen Energie jedes Ions im Halbkristall 1 gegen jedes Ion im Halbkristall 2. Die Summierung wird für (100) von NaCl, NaBr, NaJ, KCl, KBr, KJ vorgenommen. Der Vergleich der gefundenen $\sigma_{(100)}$ (Kristall gegen Vakuum) mit σ (Schmelze gegen gesättigten Dampf) zeigt Übereinstimmung in der Größenordnung, die $\sigma_{(100)}$ sind im Durchschnitt doppelt so groß. Die Ordnung der Kristallreihe nach $\sigma_{(100)}$ ergibt keine Ordnung nach σ (4 Inversionen bei 10 Vergleichsmöglichkeiten).

$\sigma_{(011)} : \sigma_{(100)}$ wird größer $\sqrt{2}$, nämlich gleich 2,706. Die Verf. sehen, indem sie auf den Satz von Wulff-Curie zurückgreifen, eine Bestätigung ihres Ansatzes in der Vorliebe der Alkalihalogenide für {100} als Wachstumsform.

Außer bei (100) und (011) haben sich die Schwierigkeiten der σ-Berechnung bis jetzt noch nicht überwinden lassen. Deshalb ist der letzte Beweis in kristallographischer Hinsicht nicht sonderlich bündig, zumal wenn man berücksichtigt, daß sich die Wulff-Curie'schen Anschauungen nach neueren experimentellen Daten nicht halten lassen. Die Annahme der Verf., daß $\sigma_{(h\,k\,l)}$ um so kleiner sein dürfte, je mehr (h k l) gegen (100) geneigt ist, ist eine unbrauchbar grobe Einschätzung der dem Kristallographen bekannten Mannigfaltigkeit.

Verf. berechnen analog die zur Bildung einer Kante benötigte Energie. Sie ist pro Zentimeter außerordentlich viel kleiner als die Flächenenergie pro Quadratzentimeter und kommt daher nur bei sehr kleinen Kristallen in Betracht. Verhältnismäßig noch kleiner wird die Eckenenergie, so daß sie schätzungsweise erst merklich wird, wenn der Kristall nur mehr wenige Moleküle enthält. **R. Groß.**

Cecil H. Desch: Die Wirkung der Oberflächenspannung auf die kristallinische Form. (Chem. Metallurg. Engineering. **21**. 773—776. 1919.) [Ref. von Ditz im Chem. C.Bl. **91**. 1920. I. 666.]

Die Untersuchung soll die Hypothese von Quincke prüfen, daß Metalle und andere Substanzen vor der Erstarrung sich in zwei nicht mischbare Flüssigkeiten scheiden, von welchen die eine in viel geringerer Menge entsteht. Diese Flüssigkeiten haben eine zwischenflächige Oberflächenspannung, es entsteht ein Schaum, die in kleinerer Menge vorhandene Flüssigkeit bildet Zellwände, der zweite Bestandteil den Inhalt der Zellen. Innerhalb der Schaumzellen erfolgt dann Kristallisation, und in der festen Masse sind die Zellwände durch die Umgrenzung der Kristallkörner dargestellt. Die Richtigkeit dieser Anschauung vorausgesetzt, würde die Form der Kristallkörner in einem festen Metall den Zellen eines Schaumes, wie sie beim Durchblasen von Luft durch eine Seifenlösung entstehen, entsprechen, und in beiden Fällen würden die Grenzflächen von der Oberflächenspannung abhängig sein. Verf. beschreibt zunächst die theoretische Form der Schaumzellen auf Grund der Untersuchungen von Plateau und Lord Kelvin und teilt hierauf die Ergebnisse eigener Untersuchungen

über Schaumzellen und vergleichsweise über die Kristallkörner in Metallen und Legierungen mit, bezüglich welcher auf das Original verwiesen werden muß. Bei der Bildung von Kristallen wirken zwei Kräfte mit, die Kohäsionskraft oder Kristallisationskraft und die Oberflächenspannung. Das Verhältnis beider ist abhängig von der Natur der kristallinischen Substanz, der Temperatur der Kristallisation, der Zusammensetzung der Mutterlauge und den absoluten Dimensionen der Menge der festen Substanz. Diese Verhältnisse werden an Beispielen näher erörtert. **R. Brauns.**

A. L. W. E. van der Veen: Zur Kenntnis der enantiomorphen Formen. (Zs. Krist. 1920. **55**. 628.)

Sind 2, 3, 4 oder 6 Punkte mit der gleichen nördlichen Breite regelmäßig über eine Kugelfläche verteilt, so können diesen Punkten eine gleiche Anzahl mit südlicher, jedoch numerisch gleicher Breite dreierlei Art zugeordnet werden:

1. Die Punkte der südlichen Halbkugel liegen in den Meridianen jener in nördlicher Breite.
   Die Berührungsebenen in den betreffenden Punkten stellen ein Doma oder eine Pyramide dar.
2. Die südlichen Punkte liegen in den Halbierungsebenen der betreffenden Meridianwinkel.
   Die Berührungsebenen umschließen rhombische Gestalten, einschl. des regulären Tetraeders und tetragonalen Sphenoids.
3. Die südlichen Punkte liegen weniger östlich oder westlich wie bei 2.
   Die Berührungsebenen umschließen das rhombische Sphenoid und die Trapezoeder verschiedener Kristallklassen.

Jene Torsion, die auch die Neigung einer rechten Schraubenlinie zum Verschwinden bringt, führt das Trapezoeder in die Pyramide hinüber. Das rhombische Sphenoid ändert sich hierbei in ein Doma. Die drei Mittellinien benehmen sich wie abhängige Torsionsachsen (vgl. dies. Jahrb. 1921. I. -254-). **M. Henglein.**

Mineralphysik.

Honda, Kôtarô und Junzô Okubo: Ferromagnetische Substanzen und Kristalle im Lichte von Ewing's Theorie des molekularen Magnetismus. (Science reports of the Tôhoku imp. Univ. Sendai. (I.) **5**. 153. 1916. — Chem. C.Bl. 1921. I. 270.)

K. Spangenberg: Die Einbettungsmethode. (Fortschr. Min. **7**. 3—64. 1921.)

Nach einleitenden Bemerkungen über zweckmäßige Wahl von Hilfsmitteln (Lichtquellen und Einbettungsflüssigkeiten) wird eine vergleichende

kritische Übersicht über die folgenden drei zur mikroskopischen Bestimmung von Brechungsindizes nach der Einbettungsmethode möglichen Beobachtungsarten gegeben.

Als „quantitative Methode“ wird es bezeichnet, wenn durch möglichst vollkommenes Verschwinden der Abbildung der Grenze zweier Medien, von denen das eine der Lichtbrechung nach genau bekannt ist, die absolute Bestimmung der Lichtbrechung des anderen erreicht wird. Indem hierbei zum ersten Male die Abbe'sche Lehre von der Bildentstehung im Mikroskop in allgemeinster Weise auch für die Entstehung von Abbildungen der Grenzen zweier optisch-anisotroper Medien herangezogen wird, ergibt sich ein auf Grund von eigenem Beobachtungsmaterial erläuterter Überblick über alle die zwischen isotropen und anisotropen Medien möglichen Arten von Grenzflächen, deren mikroskopische Abbildung entweder überhaupt nicht entstehen oder nicht wahrgenommen werden kann. Zur Wahrnehmung einer solchen Abbildung ist offenbar für das normale Auge eine Differenz von etwas weniger als 0.001 im Lichtbrechungsvermögen der Grenzflächenkomponenten die unterste Grenze. Es läßt sich daher zeigen, daß in gewissen Fällen (z. B. beim ε'-Bild des Calcitrhomboeders) bei optisch-anisotropen Medien ein Verschwinden der mikroskopischen Abbildung unmöglich wird, während in wieder anderen Fällen bei zentraler Beleuchtung nicht wahrnehmbare Grenzflächen bei einseitig schiefer Beleuchtung eine Abbildung erzeugen können. Ferner ergibt sich, daß im allgemeinsten Falle der Grenze zweier optisch-anisotropen Medien vier sich überlagernde Teilbilder entstehen müssen, die sich durch entsprechende Analyse nacheinander beobachten lassen.

Als „Töplersche Methode“ werden alle Beobachtungsarten bezeichnet, die bei schief einfallendem Licht und scharfer Einstellung der Grenzflächen deren ungleiche Beleuchtung als Kriterium einer relativen (qualitativen) Bestimmung der Lichtbrechung der Komponenten benutzen. Unter schief einfallendem Licht ist hierbei nicht nur zu verstehen die neben anderen z. B. auch von Schroeder v. d. Kolk verwendete „schiefe Beleuchtung“, die bereits auf das Objekt mit dem zentralen Strahl schief auffällt, sondern auch die nach Töpler's Prinzip der „Schlierenmethode“ erfolgende einseitige Abblendung von ursprünglich zentral auf das Objekt auffallenden Strahlen. Für beide Töpler bereits gut bekannten Beobachtungsarten wird an Stelle der unrichtigen und nichtberechtigten nach Schroeder v. d. Kolk die zusammenfassende Bezeichnung „Töpler'sche Methode“ eingeführt. Bei entsprechender Diskussion ergibt sich, daß alle Abarten dieser Methode gegenüber der folgenden „Becke'schen Methode“ bei Objekten, die mit starker Vergrößerung betrachtet werden müssen, ganz allgemein im Nachteil sind, und daß außerdem bei optisch-anisotropen Objekten für den niedrigsten Index zu hohe, für den höchsten zu niedrige Werte gefunden werden.

Als „Becke'sche Methode“ wird wie üblich die Beobachtungsart verstanden, die bei zentraler Beleuchtung die bei unscharfer Einstellung (Heben und Senken des Tubus) an der Grenzfläche entstehende unsymmetrische

Lichtverteilung („Becke'sche Lichtlinie") als Kriterium für eine ebenfalls relative Bestimmung des Brechungsvermögens der Grenzflächenkomponenten benutzt. Eine eingehende Betrachtung der Eigenschaften dieser Lichtlinie zeigt, daß diese mit Ausnahme der viel breiteren „Lichtflächen", die bei dickeren Objekten und bei sehr schief zur Mikroskopachse liegenden Grenzflächen auftreten, in der bisher üblichen geometrisch-optischen Weise nicht zufriedenstellend erklärt werden kann. Es besteht vielmehr bei dünnen Objekten (bis etwa herauf zur üblichen Dünnschliffdicke) ein in besonderer Untersuchung (Zs. wiss. Mikroskopie. **38**. 1—28. 1921; vgl. nachfolgendes Ref.) eingehender verfolgter Zusammenhang zwischen Becke'scher Linie und Beugungsinterferenzen, aus dem sich ergibt, daß, sobald überhaupt eine mikroskopische Abbildung der Grenze zweier Medien wahrgenommen werden kann, ohne weiteres bei entsprechender Beobachtung auch die Becke'sche Linie in Erscheinung treten muß. Da ihre Breite (entgegen geometrisch-optischen Vorstellungen) bei nicht zu dicken Objekten nicht abhängig von der Differenz der erzeugenden Brechungsindizes gefunden wird, können bei optisch-anisotropen Medien der Doppelbrechung entsprechend auch nur dann zwei Lichtlinien an ihrer Grenze wahrgenommen werden, wenn diese infolge der wirksamen Brechungsindizes ($\gamma' > n > \alpha'$) auf verschiedenen Seiten der Grenze auftreten müssen. Diese beiden Linien sind wie die Bilder, denen sie angehören, senkrecht zueinander polarisiert. Kommen mehreren Bildern entsprechende Lichtlinien nach derselben Seite zu liegen, so resultiert eine einzige Lichtlinie, deren Intensität sich durch Überlagerung erklärt. Allgemein ist die Intensität der Becke'schen Linie zweifellos abhängig von der Größe der die Abbildung erzeugenden Brechungsunterschiede und wächst mit dieser; solange die Funktion, in der diese Abhängigkeit auszudrücken wäre, noch nicht genauer anzugeben ist, kann, wie bisher bereits verschiedentlich geschehen, einfache Proportionalität angenommen werden.

[Vgl. auch „Einige Anwendungen und Erweiterungen der Einbettungsmethode". Centralbl. f. Min. etc. 1920. 352—362 und 406—414, wo Verf. die oben entwickelten Zusammenhänge der Becke'schen Linie mit den mikroskopischen Abbildungen bestimmter Grenzen optisch anisotroper Objekte auf spezielle Fälle (Plagioklase, Sphärolithe u. a.) praktisch anwendet.] **K. Spangenberg.**

K. Spangenberg: Erscheinungen an der Grenze von dünnen Objekten im Mikroskop. (Zs. wiss. Mikrosk. **38**. 1—28. 1921.)

Die rein geometrisch-optische Verfolgung des mikroskopischen Strahlenganges an einer bestimmten Grenzfläche zweier Medien reicht im allgemeinen aus, um das unsymmetrische Auftreten einer Lichtvermehrung neben der Abbildung der Grenze (Becke'sche Lichtlinie) beim Heben und Senken des Tubus zu erklären. Nicht im Einklang mit geometrisch-optischen Vorstellungen stehen aber gewisse andere Tatsachen, so vor allem die, daß die genannte Lichterscheinung auch an Objekten von so geringer Dicke

auftritt, daß die Vorstellung einer Strahlenbrechung an ihrer Grenze nicht mehr statthaft sein kann. Sie muß also auf Beugungserscheinungen zurückgeführt werden, was durch folgende Beobachtungen des Verf.'s erklärt wird.

An der Grenze von besonders hergestellten sehr dünnen (Größenordnung von Bruchteilen bis zu kleinen Vielfachen einer Wellenlänge gewöhnlichen Lichtes) Kristallen von Jodkalium und Natriumnitrat treten bei geeigneter Beobachtung (sehr geringe Apertur sehr intensiver zentraler Beleuchtung) Systeme von Interferenzstreifen auf, deren charakteristische Eigenschaften für verschiedene Arten der Beleuchtung mit homogenem und weißem Licht ausführlich geschildert werden. Es erweist sich, daß sie keine Fresnel'schen Interferenzen sein können, wie Viola bei ähnlichen Beobachtungen vermutet hatte (Tscherm. Min. Petr. Mitt. **14**. 559. 1895). Es läßt sich vielmehr zeigen, daß für Grenzen schwarz gegen farblos (z. B. Silber gegen Canadabalsam der Abbe'schen Testplatte) die Interferenzerscheinungen der Intensitätsverteilung in der Bildebene entsprechen, wie sie nach Abbe's Theorie der Bildentstehung im Mikroskop für einen „nicht selbstleuchtenden Spalt von endlicher Breite" errechnet werden können. Auch für Grenzen farblos gegen farblos, die also nur auf Grund verschiedenen Lichtbrechungsvermögens wahrgenommen werden können, ergibt sich Analogie mit der für einen „endlichen Spalt, dessen beide Hälften gegeneinander eine konstante Phasendifferenz besitzen", zu erwartenden Erscheinungen. Während aber nach der Rechnung die Intensitätsverteilung neben der Grenze für diesen Fall symmetrisch sein müßte, findet sich in Wirklichkeit eine unsymmetrische Lichtverteilung in den Beugungsinterferenzen. Die Unsymmetrie wird hervorgebracht durch den verschiedenen Einfluß des beiderseits der Grenze verschiedenen Lichtbrechungsvermögens auf den Korrektionszustand des Objektives. Sie ist derart, daß bei unscharfer Einstellung beim Heben des Tubus auf seiten des Mediums mit der höheren Lichtbrechung höhere Intensitätsmaxima auftreten. Durch den Übergang zu weiter geöffneten Beleuchtungskegeln verschwimmen die scharfen Interferenzstreifen immer mehr, und es entsteht als Gesamteffekt neben der schwarzen Kontur der „Abbildung" ein einziges helles Intensitätsmaximum, die „Becke'sche Linie". — Die geschilderte unsymmetrische Lichtverteilung vermag auch eine früher von H. Ambronn (Ber. Verh. K. S. Ges. d. Wiss. z. Leipzig. Math.-phys. Kl. (3.) 1893. 316—318; Ref. dies. Jahrb. 1894. II. -210-) bekannt gemachte und nicht richtig gedeutete Erscheinung zu erklären. **K. Spangenberg.**

Berek, Max: Über den senkrechten Durchgang linear polarisierter ebener Wellen durch planparallele Platten durchsichtiger inaktiver Kristalle. (Ann. Phys. (4.) **58**. 1919. 165—198.)

C. Doelter: Neue Untersuchungen über die Farbenveränderungen von Mineralien durch Strahlungen. (SitzBer. Akad. Wiss. Wien. **129**. 399—430. 1920.)

Kristalle je eines Minerals verhalten sich den gleichen Strahlungen gegenüber in bezug auf Verfärbung verschieden. Verf. hat sich diesmal die Aufgabe gestellt, die Mineralien vieler verschiedener Fundorte und auch verschiedene Exemplare eines und desselben Fundortes näher zu prüfen, ferner die verschiedenen Stadien im Verfärbungsprozeß näher kennen zu lernen und die Geschwindigkeit desselben festzustellen. „Nur solche Mineralien verfärben sich, welche Pigmente enthalten" wird gleich anfangs ausgesagt, eine Ansicht, die auch Ref. auf Grund seiner Versuche vertreten hat (C.Bl. f. Min. etc. 1909. 726). Das Pigment ist als ursprünglicher, bei der Entstehung des Minerals gebildeter Bestandteil anzunehmen. Die Ergebnisse sind kurz folgende: Flußspat verschiedener Fundorte verhält sich verschieden; solche von Cornwall verfärben sich (bei Anwendung von $1\frac{1}{2}$ g Radiumchlorid) überraschend schnell, so namentlich die von Cornwall und Derbyshire, sehr schwach oder gar nicht der farblose aus dem Sarntal, wenig der Rosaflußspat von St. Gotthard (vgl. hierzu C.Bl. f. Min. etc. 1921. 479). Quarz verfärbt sich im allgemeinen langsamer; der Rutilquarz aus Brasilien wird nach langer Bestrahlung braun. Steinsalz verfärbt sich im allgemeinen schnell, das von Friedrichshall nur schwach. Sapphir, auch von dem gleichen Fundort, verhält sich sehr verschieden, einzelne blaue Kristalle werden schnell gelb, andere nicht. Auch Topas verhält sich ungleich, am schnellsten scheint sich der Schneckensteiner zu verfärben. Apatit von der Knappenwand, Floitental und Rotenkopf verfärbt sich stark, andere schwach. Durch Hitze entfärbter Apatit von Auburn wurde durch Bestrahlung in einem Stück violett, in andern gelb und mehr grün.

Es wurde weiter herangezogen: Vergleich der einzelnen Mineralarten in bezug auf Verfärbungsgeschwindigkeit und Farbenintensität; Vergleich von kristallinen Aggregaten und Kristallen; Versuche mit Pulvern; Geschwindigkeit der Entfärbung der durch Radium gefärbten Mineralien bei darauffolgender Bestrahlung durch ultraviolette Strahlung; Einwirkung von Tageslicht; Beziehung zur Lumineszenz; Ursachen der Verfärbung. Exakten Bestimmungen steht entgegen die Verschiedenheit des gleichen Minerals und die verschiedene Beschaffenheit der Platten und anderes mehr; die Reihenfolge scheint in bezug auf Geschwindigkeit des Farbenumschlags eine andere als in bezug auf Intensität; als „purissima" bezeichnete Reagentien färben sich im Pulver gar nicht oder schwächer als die Mineralien gleicher Zusammensetzung, z. B. Chlornatrium.

Als Ursache der Färbungen wird Pigment als wahrscheinlich angenommen, das kolloidal vorhanden wäre und dessen Farbe mit dem Dispersitätsgrad wechselt. Eine andere von Strutt vertretene Ansicht, daß der Hyacinth seine Farbe den Strahlen seiner radioaktiven Substanz verdanke, könnte nur für einzelne Fälle gelten. **R. Brauns.**

Auerbach, Rudolf: Über Polychromie des kolloiden Schwefels. (Kolloid. Zs. **27**. 223. 1920. — Chem. C.Bl. 1921. I. 169.)

Gudden, B. und R. Pohl: Über die lichtelektrische Leitfähigkeit von Diamanten. (Zs. f. Phys. **3**. 123—129. 1920. — Phys. Ber. I. 1920. 1628.)

R. Sabot: La technique de Fédoroff. — Simplications au cours du travail et des reports. (Compt. rend. Soc. phys. Genève. 1920. 51—58.)

Bei den Fedorow'schen Methoden arbeitet man mit einem Theodolittisch, der auf den Tisch eines gewöhnlichen Mikroskopes aufgeschraubt wird, oder man bedient sich eines eigens zu diesem Zwecke gebauten Theodolitmikroskopes. Diese Einrichtungen ermöglichen, den Dünnschliff irgend eines Minerals um drei senkrecht zueinander stehende Achsen des Mikroskopes zu rotieren und demgemäß jede gewünschte Orientierung des Minerals unter dem Mikroskop einzustellen.

Es ist auf diese Weise möglich, den optischen Achsenwinkel eines Minerals in seinem Dünnschliffe zu bestimmen, indem man die beiden optischen Achsen durch zwei Rotationen mit der in der Tischebene liegenden festen Achse J (Ost—West) sukzessive zur Deckung bringt. Wenn H (Nord—Süd) die zu J senkrecht stehende, aber normalerweise ebenfalls in der Tischebene liegende Achse und N die zu J und H senkrechte, also normalerweise die Achse des Mikroskopes sei, so bedeutet n^0 den Winkel entstanden durch Rotation um die N-Achse und h^0 den Winkel entstanden durch Rotation um die H-Achse. Ein Zusammenfallen einer optischen Achse mit der J-Achse kann nun auf zwei Arten ermöglicht werden:

1. durch Rotation um n^0 und um $+ h^0$,
2. „ „ „ $n^0 + 180^0$ und um $- h^0$,

wenn wir das Steigen des Diskus mit dem Präparat im Westen, also linkerhand, als positiv bezeichnen.

Um nun Zweideutigkeiten auszuschalten, schlägt Verf. vor, im Falle von $- h^0$ den Diskus mit dem Dünnschliffe um 180^0 um die N-Achse zu drehen, wodurch h^0 wieder positiv wird. Wenn diese Konvention angenommen wird, läßt sich die Formel von Nikitin folgendermaßen schreiben:

$$n_1 \pm (90 - h_1) = n_2,\ n_3 \text{ oder } n_2 + 180^0,\ n_3 + 180^0.$$

Es wird nun das Auftragen in die stereographische Projektion eingehend besprochen. Zum Schlusse gibt Verf. eine Zusammenstellung der bei den Feldspäten beobachteten Zwillingsgesetze und ihrer Kombinationen.

J. Jakob.

Mineralchemie. Polymorphie. Flüssige Kristalle.

J. Johnston, H. E. Merwin and **E. D. Williamson**: The several forms of Calcium-Carbonate. (Am. J. Sci. (4.) **41**. 1916. 473—512.)

Bei gewöhnlicher Temperatur und gewöhnlichem Druck ist der Calcit die stabile Form des Calciumcarbonats; Aragonit und eine als μ-$CaCO_3$ bezeichnete Modifikation, sowie das Hydrat $CaCO_3 . 6H_2O$ stellen Phasen geringerer Beständigkeit dar, während die als Vaterit bezeichnete Form mit porösem Calcit identisch ist, Conchit und Ktypeit poröse Ausbildungsformen des Aragonits sind, endlich der Lublinit eine besondere Spielart des Kalkspates darstellt.

Zur Identifikation der verschiedenen Modifikationen dienen optische und kristallographische Kriterien: nach dem Erhitzen der Präparate auf 500—600° kann man Rückschlüsse auf die Stabilität der jeweils vorliegenden Präparate machen, weil nämlich alsdann nur der Calcit keine Veränderung erfährt, Aragonit und μ-$CaCO_3$ dagegen in Calcit übergehen. Die Bestimmung der Dichte ist allein kein zuverlässiges Kriterium, weil oft die zu identifizierenden Substanzen nicht genügend homogen sind. An chemischen Hilfsmitteln zur Diagnose der Calciumcarbonate stehen die Reaktionen nach Meigen, Thugutt und Niederstedt zur Verfügung. Die Meigen'sche Kobaltnitratreaktion hat nur beschränkte Anwendbarkeit, so ist z. B. das μ-$CaCO_3$ nach ihr nicht vom Aragonit zu unterscheiden. Die Eisensulfatreaktion ist in der Farbe der Produkte abhängig von dem CO_3"-Gehalt der Lösungen, was auch von der Thugutt'schen und Niederstedt'schen Reaktion gilt. Bei der letzteren spielt indessen auch die Isomorphie eine gewisse Rolle. Alle diese Reaktionen versagen mehr oder minder an sehr feinkörnigen Präparaten.

Calcit (β-$CaCO_3$) ist bei gewöhnlichen Temperaturen am wenigsten löslich; von 400° ab gehen alle anderen Formen in Calcit über. Bei 970° ist eine Umwandlung des β-$CaCO_3$ in eine α-Modifikation bemerkenswert. Calcit entsteht bei langsamer Sedimentation aus Lösungen; das Hexahydrat geht sehr schnell in seinem Kristallwasser schon bei Zimmertemperatur in rhomboedrischen Calcit über.

Aragonit (λ-$CaCO_3$) ist vielleicht bei sehr niedrigen Temperaturen oder bei hohen Drucken stabil; die Bildungsbedingungen des Aragonits waren noch nicht genügend in ihrer Abhängigkeit von spezifischen Faktoren ermittelt. Man wußte nur, daß er in heißen Lösungen in der Nähe von 100° abgeschieden wird oder in Gegenwart eines Salzes eines Metalles, das ein mit Aragonit isomorphes Carbonat bildet (z. B. Pb und Sr). Die Versuche von Warth, Meigen, Linck u. a. erscheinen deshalb in ihren Resultaten fraglich, weil bei ihnen nicht optische, sondern nur chemische Kriterien zur Bestimmung der als Aragonit gedeuteten Produkte verwendet wurden. Auch die Vermutung von Linck, Cornu und Vetter sowie von Peine, daß die Gegenwart von $Mg^{"}$ und $NH_4^{'}$ die Bildung des

Aragonits begünstige, können die Verf. nicht bestätigen. Endlich ist die Annahme, daß unterhalb 30° Calcit, oberhalb 30° Aragonit entstünde, unbegründet. Die Verf. erhielten gut kristallisierten Aragonit bei 85—90°, indem sie zu 800 ccm in einem Becherglas befindlichen Wassers oder einer Salzlösung äquivalente (0,1—0,2 n) Lösungen von $CaCl_2$ und K_2CO_3 zufließen ließen, so daß 1 g Carbonat in 2—3 Stunden gefällt wurde. Fällt man $CaCO_3$ bei gewöhnlicher Temperatur in einer Lösung, die zuerst ein isomorphes Carbonat sedimentierte, so scheidet sich der Aragonit um die Kristallkerne jenes Carbonates aus, z. B. in paralleler Umwachsung um $PbCO_3$. Sorgt man nicht genügend dafür, daß das Bleicarbonat vor dem Calciumcarbonat ausfällt, so erhält man Calcitniederschläge auf dem Cerussit. Bei 80 — 90° ist indessen diese Impfung nicht erforderlich. Bei 60° erhält man ein Gemenge von Aragonit mit μ-$CaCO_3$, welch letzteres durch Suspension abgetrennt werden kann. Bei niedereren Temperaturen entsteht μ-$CaCO_3$ mit Calcit, außer wenn SO_4"-Ion zugegen ist, in welchem Falle ein sulfathaltiger Aragonit ausgeschieden wird, der klare Kristalle bildet und 1,2—1,4 % $CaSO_4$ enthält. Bei der Umwandlung dieser Kristalle entsteht ein Calcit mit trübenden Einschlüssen. Ähnliche SO_4-haltige Aragonite wurden von Luray in Virginien in Stalaktiten beobachtet. Aragonit bildet also mit $CaSO_4$ Mischkristalle; dadurch wird die Löslichkeit des Aragonits so weit herabgemindert, daß man in SO_4"-haltigen Lösungen sogar bei 19° Aragonit in faseriger Form erhält, dessen Brechungsindizes bis 1,51 und 1,65 sinken.

Die Umwandlung des Aragonits in Calcit geht bei gewöhnlicher Temperatur und selbst bei 100° nur sehr langsam vor sich. Man kann daher Aragonit auf großen Calcitkristallen aufgewachsen finden, ohne daß eine Keimwirkung des letzteren zu bemerken ist; auf feinpulverigem Calcit ist indessen ein Aragonitniederschlag nicht so beständig, denn alsdann beschleunigt die Anwesenheit der Kalkspatkeime die Umwandlung sehr wesentlich.

μ-$CaCO_3$. Bei Versuchen um 25° enthält gelegentlich der $CaCO_3$-Niederschlag eine kleine Menge schuppiger Aggregate und hexagonaler Tafeln, die von der Hauptmenge des Produktes im Typus abweichen; ein Brechungsindex ist = 1,56, das chemische Verhalten gleicht dem des Aragonits. Bessere Kristalle ergaben sich bei 60°, mit Aragonit vermengt. Eine Hauptbedingung der Bildung des μ-$CaCO_3$ ist eine wesentliche Übersättigung der Lösung an Calcit und Aragonit, welche stabiler sind. Man hat daher peinlich das Vorhandensein von Keimen dieser Kristallarten sowie Erschütterungen zu vermeiden. Nach der Suspension in einer Flüssigkeit von der Dichte 2,6 gelingt es leicht, μ-$CaCO_3$ von Aragonit zu trennen. Die Dichte des reinen μ-$CaCO_3$ ist 2,54; hexagonale Blättchen und Aggregate von solchen bis 0,07 mm Durchmesser mit Sektorenteilung und $2E = 35—40°$, Achsenebene parallel der äußeren Kante, auch scheinbar einachsige Blättchen mit positivem Charakter ($\omega = 1{,}550 \pm 0{,}005$; $\varepsilon = 1{,}650 \pm 0{,}005$). Die linsenförmigen Aggregate, die man oft findet, hat Vater (Zs. Krist. 27. 1897. 486) schon abgebildet. Beim Übergang in

Calcit bei höherer Temperatur entsteht meistens ein einzelnes Calcitkristallkorn. In Berührung mit wässeriger Lösung geht die Umwandlung verhältnismäßig rasch vor sich. Unzweifelhaft hat Peine dieselbe Form beobachtet, verwechselte sie indes mit Aragonit durch Anwendung von Farbreaktionen.

Von anderen angeblichen Modifikationen des Calciumcarbonats seien genannt:

Vaterit. Vater hatte seinerzeit Diffusionsversuche in Gegenwart einer alkalischen Lösung mit Baryumgehalt unternommen; er erhielt kugelig-faserige Aggregate von der Dichte 2,54 mit etwas Baryumgehalt, welche die Verf. ebenfalls aus magnesiumhaltiger Lösung darstellten. An sphärischen Aggregaten von 0,03 mm Durchmesser fanden die Verf. durch Zerdrücken derselben einzelne Partikeln mit gerader Auslöschung, negativer Längsrichtung, $\gamma = 1{,}62$, $\alpha = 1{,}47$, Dichte 2,51. Eine chemische Untersuchung ergab die Anwesenheit von 4% Wasser und 1% KOH. Selbst beim Erhitzen auf 700° ändert sich das Aussehen der Aggregate nicht; dies spricht unzweifelhaft dafür, daß die Vateritaggregate nichts anderes als poröser kristalliner Calcit mit viel Wasser (10 Vol.-%) dazwischen sind. In kleinen offenbar dichten Sphärolithen war überdies ω des Calcits einwandfrei bestimmt worden. Nur in einem Fall ergab ein mehrwöchentlich bei 25° geschütteltes Vateritpräparat Aragonitnadeln, was nur durch Verunreinigung des Materials erklärt werden kann.

Ktypeit. Lacroix beschrieb eine positive Form des $CaCO_3$ in Pisolithen als besondere Modifikation Ktypeit. Eine Erklärung der Pisolithe gab Sorby durch die Annahme, daß Aragonitkristalle sich tangential um die Kugeln gruppierten. Es ist möglich, daß μ-$CaCO_3$ in den Pisolithen aggregiert ist, doch müßte dann die Doppelbrechung derselben höher sein (0,100 statt 0,020). Eine einwandfreie Erklärung der Pisolithe wird daher vorläufig noch nicht gegeben.

Conchit ist identisch mit Aragonit (vgl. R. Brauns, Centralbl. f. Min. etc. 1901. 134).

Lublinit. Filzige Aggregate feinster Nädelchen mit sehr schiefer Auslöschung. Indessen hat E. Quercigh (Rivista Min. Crist. Ital. 44. 1916. 65—94) die Annahme ausgesprochen, daß der Lublinit nichts anderes als Calcit sei mit parallel bestimmten Kanten stark verlängerten Rhomboedern. Die Dichte ist gleich derjenigen des Calcits, desgleichen die Lichtbrechung. Auf 450° erhitzt zeigen die Kristalle keine Umlagerung, die Meigen'sche Reaktion ist diejenige des Calcits. Quercigh sowie die Verf. halten also Lublinit und Calcit für identisch.

Amorphes Calciumcarbonat. Die zentralen Partien mancher der Niederschläge von kristallinem $CaCO_3$ zeigten niedrige Brechungsindizes und fast isotropen Charakter. Vermengt man konzentrierte Lösungen von $CaCl_2$ und Na_2CO_3, so erhält man gelatinöse isotrope Niederschläge mit dem Brechungsindex 1,51—1,53. Es ist auch nach den Untersuchungen von V. Weimarn, der kontinuierlich alle Übergänge von grobkristallinem bis amikronischem Baryumsulfat darstellte, nicht zu bezweifeln, daß ein

amorphes Calciumcarbonat mit bestimmten isotropen Eigenschaften existiert; es wird sich aber nicht empfehlen, dieses als besondere Modifikation zu unterscheiden.

Das Hexahydrat $CaCO_3 . 6H_2O$ entsteht aus Lösungen mit KOH unterhalb 20° als monoklines Kristallpulver, das bei 150° sein Wasser verliert. Man beobachtet basale Blättchen oder gerade Prismen. $a : b : c = 1{,}02 : 1 : ?$, $2E = 72° \pm 3°$. $110 : 1\bar{1}0 = 89°$. $\alpha = 1{,}460$; $\beta = 1{,}535$; $\gamma = 1{,}545$. $c : \gamma = 17° \pm 2°$ im stumpfen Winkel β für gelbes Licht, deutliche Bisektricendispersion, Achsenebene // 010. — $2V = 38°$. In Benzol, Äther oder Nelkenöl aufbewahrt verwandeln sich die Kristallaggregate in kurzer Zeit bei Zimmertemperatur in Calcit, während einzelne Kristalle in Nelkenöl sich monatelang halten. Das Hexahydrat ist bei allen Temperaturen oberhalb 0° unbeständig. Unter den Bildungsverhältnissen der Natur ist es sehr leicht denkbar, daß es in sehr übersättigten $CaCO_3$-Lösungen gebildet werden kann.

Die Bestimmung der Löslichkeit der einzelnen Formen ist ungenügend definiert, solange man nicht die Konzentration der freien Kohlensäure in der Lösung oder den Partialdruck derselben in der Atmosphäre kennt, welche mit der Lösung in Berührung war. Es liegen hier eben nicht binäre Systeme Carbonat—Wasser vor, sondern ternäre zwischen Oxyd—Kohlensäure und Wasser. Die bisher vorhandenen Daten über die Löslichkeit des Calciumcarbonates sind in der Arbeit Journ. Amer. Chem. Soc. **37**. 1915, 2001 und **38**. 1916, Maiheft, zusammengestellt. Das Lösungsprodukt $(Ca^{\cdot\cdot}) . (CO_3^{\prime\prime})$ ist konstant, die Menge des gelösten $CaCO_3$ wechselt jedoch mit den CO_2-Drucken und der Konzentration anderer Salze in der Lösung. Das Löslichkeitsprodukt des Calcits bei Temperaturen zwischen 0° und 30° wird durch die Beziehung $\log K_C' = 8{,}087 - 0{,}006\ t$ dargestellt.

Betreffend die relative Löslichkeit des Aragonits und Calcits liegen die Leitfähigkeitsbestimmungen von Kohlrausch und Rose für η_A und η_C bezw. die von Foote vor, der die Löslichkeit in Wasser bestimmte, das mit CO_2 bei Atmosphärendruck gesättigt war. Es ist das Verhältnis der Löslichkeitsprodukte für Aragonit und Calcit gegeben durch

$$\frac{K_A}{K_C} = \frac{(Ca^{\cdot\cdot})_A \cdot (CO_3^{\prime\prime})_A}{(Ca^{\cdot\cdot})_C \cdot (CO_3^{\prime\prime})_C} = \frac{(Ca^{\cdot\cdot})_A \cdot (HCO_3^{\prime})^2_A}{(Ca^{\cdot\cdot})_C \cdot (HCO_3^{\prime})^2_C} = \left(\frac{\eta_A}{\eta_C}\right)^3.$$

Foote untersuchte zur Bestimmung von K_A/K_C auch das Gleichgewicht $CaCO_3 + K_2C_2O_4 \rightleftarrows CaC_2O_4 + K_2CO_3$, doch sind seine Ergebnisse bei höheren Temperaturen unsicher, weil er offenbar unreine, mit etwas Calcit vermengte Aragonitpräparate verwendete, in welchen bereits eine Umwandlung in Calcit stattfand. Kendall (Phil. Mag. **23**. 1912. 958) bestimmte direkt die Löslichkeiten in destilliertem Wasser S_A und S_C. Es ist alsdann

$$K_A/K_C = \frac{(Ca^{\cdot\cdot})_A \cdot (HCO_3^{\prime})^2_A}{(Ca^{\cdot\cdot})_C \cdot (HCO_3^{\prime})^2_C} = \left(\frac{S_A}{S_C}\right)^3.$$

Temperatur in ° C	S_A/S_C	K_A/K_C	η_A/η_C	Bemerkungen
0		1,8	1,22	Kohlrausch, 1893
18		1,7	1,19	in reinem Wasser gemessen
25		1,7	1,19	
34		1,6	1,18	
8		1,52	1,15	Foote, 1900
25		1,44	1,13	in Wasser, bei Atmosphärendruck mit CO_2 gesättigt gemessen
41		1,40	1,12	
48		1,37	1,11	
25		1,35		Foote, 1900, aus dem Gleichgew. $K_2C_2O_4 + CaCO_3 \rightleftharpoons CaC_2O_4 + K_2CO_3$ abgeleitet
49,7		1,36		
59		1,24		
18?		1,35		Seyler-Lloyd, 1909
25	1,064	1,21		Kendall, 1912
50	1,075	1,24		
100	1,069	1,22		
0	1,050	1,16		Wells, 1915
10	1,053	1,17		
20	1,054	1,17		
30	1,060	1,19		
40	1,074	1,24		

Nach Seyler-Lloyd ist $K_A/K_C = 1{,}35$. Neueste z. T. noch unveröffentlichte Messungen von R. C. Wells beziehen sich auf die Löslichkeit von Calcit und Aragonit in Wasser in Berührung mit einer Atmosphäre von 3,2 Luft auf 10000 Teilen CO_2 zwischen 0° und 40°. Seine Zahlen mögen die genauesten vorhandenen der Zeit sein (J. Washington Ac. Sci. 5. 1915. 617). Versuche zur Bestimmung der Löslichkeit von μ-$CaCO_3$ mußten unterbleiben, da es den Verf. nicht gelungen ist, ganz reine von Calcit und Aragonit freie Präparate herzustellen.

Die Stabilitätsverhältnisse. Calcit ist unter allen normalen Verhältnissen die stabilste Form des Calciumcarbonats. Aragonit geht bei 470° in wenigen Minuten in Calcit über, bei 425° in 90 Minuten, wogegen bei 400° auch dreistündiges Erhitzen wenig bewirkt (cf. Sosman, Hostetter, Merwin (J. Washington Ac. Sci. 5. 1915. 563). Bei der Bildung der Umwandlungsparamorphosen von Calcit nach Aragonit beobachtet man, daß die Orientierung der Aragonitteilchen bei Berührung mit dem neugebildeten Calcit keinen bestimmenden Einfluß auf die Orientierung des-

selben ausübt. Reiner Aragonit ist auch bei Vorhandensein von Calcitkeimen in Berührung mit Wasser jahrelang beständig; bei höherer Temperatur im Druckrohre erhitzt geht die Umwandlung rascher vor sich, wie folgende Tabelle zeigt:

Wassermenge in g auf 0,2 g Aragonit	Temperatur in ° C	Erhitzungsdauer in Stunden	Zustand des Wassers	Bemerkungen
10	190	24	flüssig	keine Änderung
10	270	24	„	„ „
10	280	48	„	„ „
1	300	24	Dampf	„ „
1	300	48	„	„ „
10	337	24	flüssig	in Calcit verw.
10	340	24	„	keine Änderung
10	345	24	„	in Calcit verw.
10	345	24	Dampf?	Paramorphosen
1	350	24	Dampf	„
10	400	24	„	„
1	400	24	„	„
10	410	24	„	„

Ob ein Stabilitätsfeld des Aragonits unter 0° und bei hohen Drucken besteht, ist eine offene Frage. Aus Wells' Untersuchungen könnte man extrapolieren, daß bei etwa — 100° $S_A/S_C = 1$ wird, es wäre also dort ein enantiotroper Umwandlungspunkt zu erwarten.

μ-$CaCO_3$ geht bei 410° in 5 Minuten in Calcit über, $CaCO_3 . 6H_2O$ bei Temperaturen über 0°.

Die Umwandlungswärme des Aragonits konnte von den Verf. auch nicht mit Hilfe eines von Boeke (Zs. anorg. Ch. **50**. 1906. 249) benutzten Kunstgriffes bestimmt werden. Lasschenko (Journ. Russ. Phys.-Chem. Soc. **43**. 1911, 793) berechnete diese zu 27 cal. pro Gramm, doch sind seine Voraussetzungen fehlerhaft. Die zuverlässigste Schätzung ergibt sich aus Lindner's Untersuchungen (SitzBer. d. Phys.-Mediz. Ges. Erlangen. **34**. 1902. 217) zu 1,8 cal. pro Gramm. Ihr Vorzeichen ist unbekannt.

Instabile Modifikationen können nur dann aus einer Lösung abgeschieden werden, wenn diese übersättigt ist für die stabilen. Es ist eine Erfahrungstatsache, daß das Vorhandensein von Alkali in der Lösung die Übersättigung begünstigt, wahrscheinlich durch Peptisationswirkung wie bei den Kolloiden, indem es die Teilchengröße herabsetzt. Es ist auch möglich, daß Calcit leichter gebildet wird, wenn die Konzentration an HCO_3'-Ionen größer ist; die Anwesenheit von OH'-Ionen drängt aber

die Konzentration an HCO_3' zurück, so daß instabile Modifikationen alsdann leichter entstehen können. Bei FeS_2, ZnS und HgS hatten allerdings Allen, Crenshaw und Merwin beobachtet, daß das Alkali die Bildung der stabilen Modifikation begünstigt, außerdem scheint Vaterit besonders gern in alkalischer Lösung zu entstehen. Die absolut neutralen Lösungen bilden indessen keine Grenze, an der sich die Bildung der einen oder der anderen Form entscheidet. Beim Fehlen jeglicher Keime ist zwischen 15° und 70° das μ-$CaCO_3$, rein oder mit anderen Formen vermengt, die zuerst gebildete Form. Aragonit erscheint oberhalb 70°. Die Beständigkeit des Aragonits in großen Kristallen bei 100° wird dadurch verständlich, daß man die Löslichkeit von kleinen Calcitaggregaten (im Sinne der Hulett'schen Untersuchungen) als größer anzunehmen hat als die Löslichkeit der großen Aragonitkristalle.

Im natürlichen Calcit beobachteten Foote und Bradley maximal 1 % $MgCO_3$; es wäre die Möglichkeit zu erwägen, daß in feinkörnigen Calcitpräparaten ein solcher Magnesiumgehalt auch in der Form eines Überzugs von $Mg(OH)_2$ vorhanden sei, wie dies an Portlandzementen im Meerwasser nachgewiesen wurde. Calcit in Berührung mit $Mg^{..}$-Lösungen höherer Konzentration kann nicht im Gleichgewicht verharren, sondern muß wohl in Dolomit übergehen, wie man in Berührung mit $Na^{.}$-Lösungen Gleichgewichte von Gaylussit und Pirssonit kennt (cf. Wegscheider und Walter, Monatsh. 28. 1907. 633).

Natürlicher Aragonit ist im allgemeinen verunreinigt mit $PbCO_3$, $SrCO_3$ und $ZnCO_3$ (cf. Aragonit mit 10 % $ZnCO_3$: G. M. Butler, Econ. Geol. 8. 1913. 8; es existiert wahrscheinlich eine rhombische mit Aragonit isomorphe Form des Zinkcarbonats, s. Griffiths und Dreyfus, Chem. News. 54. 1886. 67). Verf. untersuchten Aragonitnadeln von den Bahamainseln und fanden in diesen ungefähr 0,7 % $CaSO_4$ in fester Lösung in Übereinstimmung mit den experimentellen Ergebnissen. Jedenfalls begünstigt das SO_4''-Ion die Bildung von Aragonit. In Berührung mit reinem Wasser geht aber der Aragonit in Calcit über, wie dies neuerdings W. Watanabe (Beitr. z. Miner. Japans. 1915. No. 5. 237) an Geysirabsätzen zeigte, die äußerlich noch aus Aragonit bestanden, innen aber in Calcit verwandelt erschienen. Die ursprünglich aus Aragonit bestehenden Gehäuse der Organismen sind ebenfalls als Fossilien in Calcit umgewandelt. Es ist indessen möglich, daß die Verunreinigungen des Aragonits ihn in Berührung mit natürlichen Wässern stabilisieren, daß aber dann mit reinem Wasser sich die Umlagerung einstellt. Bei der Umwandlung in Calcit tritt eine Volumzunahme von 10 % ein. Jedenfalls erscheint in folgenden vier Fällen die natürliche Bildung des Aragonits erwiesen: a) unter dem Einfluß organischer Substanzen; b) aus heißen Quellen; c) wenn isomorphe Carbonate eine Impfwirkung ausüben; d) in Salzlösungen, die SO_4''-Ionen enthalten.

Natürliches μ-$CaCO_3$ ist bis jetzt noch nicht identifiziert.

Die nachfolgende Tabelle gibt eine Übersicht der wichtigsten Eigenschaften der verschiedenen Modifikationen des Calciumcarbonates.

Modifikation	Ausbildungsform	Kristallsystem	Optischer Charakter	γ'	α	Dichte	Bemerkungen
Calcit	künstliche Kristalle	trigonal	negativ	1,658	1,486	2,71	
„	Isländ. Kristalle	„	„	1,658	1,486	2,713	n. GOLDSCHMIDT
„	sphärisch (Vaterit)	„	„	1,585 —1,64	1,455 —1,47	2,51 u. höher	enthält Wasser
Aragonit	künstlich, rein	rhomb.	„	1,682	1,527	2,88	
„	natürlich	„	„	1,673 bis	1,520 bis		Lichtbrechung u. Dichte wechselnd
„	aus SO_4"-haltiger Lösung	„	„	1,650	1,510		
μ-$CaCO_3$	künstlich	hexagonal	positiv	1,650	1,550	2,54	
$CaCO_3 . 6H_2O$	künstlich	monoklin	negativ	1,545	1,460	1,75	Dichte n. VETTER

W. Eitel.

Koenig, Alfred E.: Einige Faktoren, welche die rhythmische Fällung beeinflussen. (Journ. Physical Chem. **24**. 466—77.) [Ref. Chem. C.Bl. 1920. III. (19.) 683.]

R. Schachenmeier: Über Struktur, optisches und mechanisches Verhalten der als Myelinformen bezeichneten flüssigen Kristalle sowie über Plastizität im allgemeinen. Habilitationsschrift. 58 p. Karlsruhe i. B. 1919.

In der vorliegenden Arbeit soll geprüft werden, ob die von O. LEHMANN angenommene Struktur der Myelinformen die tatsächlich beobachteten Erscheinungen ergibt, und zwar einerseits auf dem Gebiet der optischen, andererseits dem des mechanischen Verhaltens, und welche Folgerungen sich daraus hinsichtlich der Plastizität im allgemeinen ergeben. Zu diesem Zweck wird untersucht:

1. Verhalten der Myelinformen im polarisierten und natürlichen Licht.
2. Zusammenhang der optischen und mechanischen Konstanten von Mischkristallen mit dem Mischungsverhältnis ihrer Komponenten.
3. Plastizität von amorphen und mikrokristallinen Stoffen.

Wegen den Einzelheiten der größtenteils theoretischen Untersuchungen wird auf die Abhandlung verwiesen. **R. Brauns.**

Lehmann, O.: Über die Molekularkräfte flüssiger Kristalle und ihre Beziehung zu bekannten Kräften. (Zs. f. Physik. **2**. 127. 1920. — Chem. C.Bl. 1921. I. 314. — Phys. Ber. I. 1920. 1254.)

— Über Strukturverdrehung bei schleimig-flüssigen Kristallen. (Ann. Phys. (4.) **61**. 501—532. 1920.) [Ref. Phys. Ber. I. 1920. 1082.]

— Die molekulare Richtkraft flüssiger Kristalle. (Zs. anorg. Ch. **113**. 1920. 253—305.)

— Flüssige Kristalle und ihr scheinbares Leben. Forschungsergebnisse dargestellt in einem Kinofilm. 8°. 72 p. Mit 161 Abbildungen im Text. Preis 15 Mk. Verlag von Leopold Voß. Leipzig 1921. (Centralbl. f. Min. etc. 1922. p. 60.)

Einzelne Mineralien.

G. Aminoff: Kalkspatkristaller med buktiga ytor. (Geol. Fören. Förh. **39**. 1917. 664—670.)

Die in Andreasberg erworbene Stufe, für die aber Clausthal als Fundort genannt wird, besteht aus Kalkspatkristallen, die bis zu einigen Zentimetern groß werden und folgende Flächen zeigen: (0001) glatt; ein großes negatives Rhomboeder mit gerundeten Flächen; $(10\bar{1}1)$ $(01\bar{1}2)$, diese beiden Rhomboeder parallel zu ihrer Kombinationskante gestreift; $(40\bar{4}1)$, untergeordnet, mit glatten Flächen; (0001), matt und höckerig.

Die gerundeten Flächen sind primär, der „Reflexschwerpunkt" liegt bei $\varrho = 58°$, was der Fläche $(0 . 13 . \bar{1}\bar{3} . 8)$ mit $\varrho = 58° 2'$ entspricht, die durch Bournon bereits an Harzer Kalkspatkristallen angegeben wird.

Bergeat.

G. Aminoff: Kristallographische Studien an Calcit und Baryt von Långbanshyttan. (Geol. Fören. Förh. **40**. 1918. 273—446.)

Die Abhandlung bildet einen Beitrag zur Aufklärung der paragenetischen Verhältnisse der so mineralreichen Erzlagerstätten von Longban. Das vorhandene Material an Kalkspat- und Barytkristallen wird in eine große Anzahl von „krystallographischen Typen" aufgeteilt und dabei werden jeweils deren Vorkommen, ihre Begleiter und ihre Stellung in der Kristallisationsfolge angegeben. Die 48 Figuren sind fast sämtlich Kristallzeichnungen in möglichst treuer Darstellung der relativen Größe der Flächen und des Habitus der Kristalle; von den 5 Tafeln bringt eine die sämtlichen zu Longban beobachteten Kalkspatflächen in gnomonischer Projektion zur Anschauung.

I. Kalkspat. Es sind 73 Flächen beobachtet worden, davon sind die folgenden neu; sie werden im Original tabellarisch mit allen Daten gemäß den Goldschmidt'schen Winkeltabellen zusammengestellt; hier seien nur die Positionswinkel vermerkt.

	φ	ϱ		φ	ϱ
$\{5.5.\bar{1}0.6\}$	30° 0′	39° 26′	$\{44.20.\bar{6}4.5\}$	17° 47′	81° 12′
$\{6.6.\bar{1}2.5\}$	30 0	49 48	$\{35.5.\bar{4}0.4\}$	6 35	79 28
$\{20.20.\bar{4}0.11\}$	30 0	60 52	$\{17.5.\bar{2}2.3\}$	12 31	75 14
$\{21.21.\bar{4}2.2\}$	30 0	84 29	$\{14.2.\bar{1}6.3\}$	6 35	70 46
$\{15.0.\bar{1}5.2\}$	0 0	76 49	$\{63\bar{9}4\}$	19 6	48 30
$\{17.8.\bar{2}5.17\}$	18 16	36 32	$\{30.3.\bar{3}3.4\}$	4 43	77 28
$\{17.5.\bar{2}2.5\}$	12 31	66 16	$\{9.3.\bar{1}2.2\}$	13 54	72 1
$\{53.14.\bar{6}7.14\}$	11 25	68 7	$\{\bar{1}5.\bar{3}.18.2\}$	8 57	78 8
$\{16.4.\bar{2}0.7\}$	10 54	56 9	$\{\bar{2}6.\bar{5}.31.4\}$	8 38	76 18
$\{12.3.\bar{1}5.4\}$	10 54	62 56	$\{\bar{2}0.\bar{5}.25.3\}$	10 54	77 3
$\{32.20.\bar{5}2.5\}$	22 25	79 4	$\{\bar{1}7.\bar{5}.22.3\}$	12 31	75 14
$\{52.28.\bar{8}0.7\}$	20 11	80 5	$\{\bar{2}4.9.33.5\}$	15 18	73 27

Verf. erörtert die Frage, ob die beobachteten krummen Flächen primäre oder durch Lösung entstanden sind. Nach V. Goldschmidt und Wright strahlen an einer von Säuren geätzten Kalkspatkugel die Reflexzüge von wichtigen Punkten der Hauptzonen aus, das sind vor allem $[(10\bar{1}1):(01\bar{1}2)]$ und $[(10\bar{1}1):02\bar{2}1)]$. An den vom Verf. untersuchten Kristallen gehen keine Reflexzüge von $\{02\bar{2}1\}$ aus, dagegen sind andere, recht unwichtige Zonen, wie z. B. $[(21\bar{3}1):(8.8.\bar{1}6.3)]$ und $[(0001):(21\bar{3}1)]$ durch solche markiert. Auch sind sichere Ätzfiguren nicht beobachtet worden. Gleichwohl möchte sich Verf. nicht darüber entscheiden, ob die beobachteten krummen Flächen als primäre zu betrachten sind.

Charakteristische Formen sind folgende: $\{01\bar{1}1\}$, in mehreren Kristallisationstypen zu beobachten und oft sehr wohl ausgebildet. $\{8.4.\bar{1}2.3\}$, oft habitusbestimmend. $\{14.7.\bar{2}1.4\}$, habitusbestimmend am Typus G. $\{24.4.\bar{2}8.5\}$ häufig mit breiten Flächen, an mehreren Typen, ebenso $\{8.8.\bar{1}6.3\}$. Dazu die auch sonst häufigen Formen $\{21\bar{3}1\}$, $\{40\bar{4}1\}$, $\{02\bar{2}1\}$, $\{10\bar{1}1\}$, $\{0001\}$ u. a. Selten ist dagegen $\{01\bar{1}2\}$. Charakteristische Zonen sind: $[(0001):(10\bar{1}0)]$ mit 13 beobachteten positiven Rhomboedern, wogegen $[(0001):(01\bar{1}0)]$ mit nur 4 negativen Rhomboedern, die Zone $[(0001):(21\bar{3}0)]$ mit 7 Skalenoedern, die Zone $[(10\bar{1}1):(11\bar{2}0)]$ mit 16, $[(40\bar{4}1):(11\bar{2}0)]$ mit 5, $[(50\bar{5}1):(\bar{1}2\bar{1}0)]$ mit 5, $[(44\bar{8}3):(10\bar{1}0)]$ mit 5 und $[(0001):(11\bar{2}0)]$ mit 8 Formen; die letzteren drei Zonen werden als besonders wichtig bezeichnet. Ein Zusammenhang zwischen Mineralassoziation und Kristallhabitus hat sich nicht feststellen lassen und ebensowenig lassen sich mit Rücksicht auf die Assoziation Beziehungen zu Kalkspäten anderer Vorkommnisse ausfindig machen.

Es sind die folgenden Kalkspattypen unterschieden worden:

A. Habitus bedingt durch $\{21\bar{3}1\}$, Pyramiden 2. Ordnung und durch Skalenoeder in der Zone $[(10\bar{1}1):(01\bar{1}2)]$. Drusen in Magnetit mit Granatskarn. Sukzession: 1. Schwarzer Skarngranat (A), manchmal im Kalkspat eingebettet, 2. Kalkspat $\{21\bar{3}1\}$ mit rauhen Flächen, oft mit einem chloritartigen Häutchen überzogen (Kalkspat A_1) und Kalkspat A, 3. Flußspat, 4. kleine hellgelbe $\{110\}$ von Granat B, dazu ein serpentinartiges Mineral.

B. Habitus bedingt durch {10$\bar{1}$1}, {8 . 4 . $\bar{1}\bar{2}$. 3} und die gestreiften Zonenstücke [(10$\bar{1}$1) : (10$\bar{1}$0)] und [(10$\bar{1}$1) : (11$\bar{2}$0)]. Drusen in Magnetit. Sukzession: 1. Kalkspat B, 2. Granat B.

B_1. Unterscheidet sich in der Ausbildung der Flächen von Typus B.

C. Habitus rhomboedrisch durch {10$\bar{1}$1} und die Zone [(10$\bar{1}$1) : (40$\bar{4}$1)]. Drusen in Magnetit mit Granatskarn. Sukzession: 1. Granatskarn A, 2. Kupferkies, oder Baryt A oder Kalkspat C, 3. auf Kalkspat C Kupfercarbonat, auf Skarngranat Granat B.

D. Habitus skalenoedrisch durch {8 . 4 . $\bar{1}\bar{2}$. 3}. Drusen in Granatskarn. Sukzession: 1. Granat A, 2. grüner Pyroxen oder Baryt A, 3. Kalkspat D.

E. Habitus skalenoedrisch durch die Zone [(10$\bar{1}$1) : (11$\bar{2}$0)]. Drusen im Granatskarn. Sukzession: 1. Granat A, 2. grüner Pyroxen, oder Baryt A oder Ektropit, 3. auf Pyroxen Granat B, auf Baryt A Kalkspat E, auf Ektropit Granat B, 4. auf Kalkspat E Granat B.

F. Habitus pyramidal durch {44$\bar{8}$3}. Drusen im Granatskarn. Sukzession: 1. Granat A, 2. Baryt A oder Ektropit, 3. auf Baryt A Inesit oder Kalkspat F, auf Ektropit Granat B, 4. auf Kalkspat F Granat B. Die Hauptmenge des Kalkspats ist wahrscheinlich später kristallisiert als der Inesit.

G. Eine einzige Stufe, Habitus bedingt durch {14 . 7 . $\bar{2}\bar{1}$. 4} und {21$\bar{3}$1}. Hauptmineral ist Inesit in vorzüglichen Kristallen. (Flink, Bidrag till Sveriges mineralogi. III. Ark. för. kemi, mineralogi etc. **5**. 1914. p. 114.)

H. Habitus bedingt durch gestreifte Partien in den Zonen [(10$\bar{1}$1) : (40$\bar{4}$1)] und [(10$\bar{1}$1) : (11$\bar{2}$0)], sowie durch großes {8 . 4 . $\bar{1}\bar{2}$. 3}. Baryt-Kalkspat-Füllungen in Granatskarn. Sukzession: 1. Pyroxen, 2. Baryt, 3. Kalkspat H und Inesit ohne deutlichen Altersunterschied.

I. Habitus bedingt durch {21$\bar{3}$1}, {31$\bar{4}$5} und spitze Rhomboeder. Drusen in Granat-Pyroxenskarn ohne weitere Begleiter.

J. Habitus skalenoedrisch durch {21$\bar{3}$1}. Drusen in Pyroxenskarn. Sukzession: 1. Baryt, 2. Kalkspat J, 3. Flußspat.

K. Habitus rhomboedrisch durch {40$\bar{4}$1}. Drusen im erzimprägnierten Dolomit. Sukzession: 1. Kalkspat K, 2. Scheelit in kleinen pyramidalen Kristallen {011}, {111}.

L. Habitus bestimmt durch {21$\bar{3}$1} und {10$\bar{1}$1}. Drusen im Dolomit. Sukzession: 1. Kalkspat L, 2. Tilasit und Eisenglanz.

M. Habitus skalenoedrisch durch {21$\bar{3}$1}. Drusen im erzimprägnierten Dolomit, der auch gelben Pyroxen und einen Amphibol führt. Sukzession: 1. Ein Penninmineral, 2. Baryt G, 3. Kalkspat M, 4. Blei.

N. Habitus skalenoedrisch durch {6 . 5 . $\bar{1}\bar{1}$. 1}. Drusen in grobkristallinem Kalkspat. Sukzession: 1. Schefferit, 2. Margarosanit oder ein nicht näher untersuchtes wollastonitähnliches Mineral oder ein asbestähnliches Mineral, 3. Kalkspat N, 4. Nasonit oder Blei oder Apophyllit, 5. auf dem Nasonit ein prehnitähnliches, nicht untersuchtes Mineral.

O. Habitus prismatisch, bestimmt durch {10$\bar{1}$0}. Spalten im Dolomit, zusammen mit einem grauen warzenförmigen Carbonat und Eisenglanz.

II. Am Baryt sind 31 Formen beobachtet. Die Typen sind:

A. Habitus tafelförmig nach c {001}. Die Kristalle kommen als Drusen in Magnetit mit Granatskarn vor und werden dezimetergroß. Sie sind begleitet von Kalkspat C, D, E und F und haben dieselben Begleiter wie diese.

B. Habitus im allgemeinen bestimmt durch [a (100) : c (001)] und [a (100) : b (010)], sowie durch o {011}. Drusen in Granatskarn mit Sukzession: 1. Baryt B, 2. Granat B.

C. Habitus in der Regel bestimmt durch c {001}, die Prismenzone und reich ausgebildete Pyramidenzone. Drusen im Pyroxenskarn, Sukzession: 1. Baryt C, 2. Barysilit.

D. Habitus bestimmt durch c {001}, m {110} und o {011}. Drusen im Pyroxenskarn, Sukzession: 1. ein hisingeritähnliches Mineral, 2. Baryt D, 3. ein graues Carbonat in warzenförmigen Aggregaten und Kalkspat O.

E. Habitus in der Regel bedingt durch breites c {001}, flächenreiche Prismenzonen und [m (110) : c (001)]. Begleiter und Sukzession wie bei Kalkspat M.

F. Habitus tafelförmig nach c {001}. Spalten in grobkristallinem Kalkspat. Neben ihm findet sich eine frühere Generation von Allaktit (A. und Pyrochroit, deren relatives Alter sich nicht feststellen läßt. Im übrigen ist die Sukzession folgende: 1. Baryt, 2. Hausmannit mit Kalkspat, 3. auf dem Hausmannit Flußspat, auf dem Kalkspat Blei und Kupfer, 4. jünger als der Kalkspat ist Pyrochroit, jünger als dieser 5. Manganocalcit, Tilasit, Flußspat und Manganit, 6. auf Tilasit Allaktit B und Eisenglanz, auf Flußspat Allaktit B.

G. Habitus prismatisch nach o {011} und c {001}. Spalten im grobkristallinen Kalkspat. Sukzession: 1. Baryt, 2. ein hellbraunes Serpentinmineral.

Neue Flächen:	Θ {520}	φ	gemessen	72° 16′	berechnet	71° 56′
	M {1 . 1 . 11}?	ϱ	„	10 33	„	10 42

Anhangsweise ist noch ein Flußspat- und ein Tilasitvorkommen von Longban untersucht worden.

Der Flußspat stammt aus den Spalten im grobkristallinen Kalkspat und ist farblos. Er zeigt zweierlei Habitus. Der eine wird durch {001} und {113} nebst krummen Zonenstücken zwischen den Würfelflächen bestimmt. Der andere ergab neben den Flächen {100}, {113}, {122}?, {143}? und {014} die neuen Formen E {119}, K {1 . 3 . 14} und h {043}.

Der Tilasit bildet kleine farblose Kriställchen, die oft hypoparallel zu kleinen Bündeln zusammengewachsen sind, stets Zwillinge nach {100}. Eine Analyse war nicht möglich. In der von H. Smith gegebenen Aufstellung sind die gemessenen Formen folgende: b {010}, m_1 {$\bar{1}$10}, y_1 {$\bar{1}$12}, x_1 {$\bar{1}$11}, o {$\bar{1}$31} und e {$\bar{1}$01}; davon sind y_1, x_1 und e neu. Die Zwillinge sind immer tafelförmig nach {010}, deutlich spaltbar nach {$\bar{1}$01}. (Vergl. dies. Jahrb. 1921. I. -14-.) **Bergeat.**

William Ford: Studies in the calcite group. (Trans. Connecticut Acad. Arts and Sci. 1917. **22**. 211—248. 9 Fig.) [Ref. nach Min. Mag. **19**. Min. Abstr. **10**. Ref. von L. J. S. 1920.]

Eine große Anzahl Analysen an Material, dessen physikalische Konstanten zum Teil bestimmt waren, werden aus der Literatur zusammengestellt und durch einige neue Analysen und Bestimmungen ergänzt. Die Resultate werden gruppiert, um die Beziehungen zwischen der chemischen Zusammensetzung und den physikalischen Konstanten zu zeigen. Es ergibt sich, daß die Raumgitter von Calcit, Dolomit, Rhodochrosit, Siderit und Magnesit verschieden voneinander sind; von den Bestimmungen des Gitters des Calcits durch W. L. Bragg (1914) ausgehend, kann man diejenigen der anderen Körper berechnen. Wenn eins der anderen Glieder in jedes dieser Gitter eintritt, so tut es dies ohne merkbare Änderung des Spaltungswinkels, aber sein Molekularvolumen muß geändert werden, damit es für die neue Struktur paßt. Diese geringen Änderungen des Molekularvolumens haben einen deutlichen Einfluß auf das spezifische Gewicht (das sich aus der chemischen Zusammensetzung errechnen läßt), aber keinen merkbaren Einfluß auf die Brechungsexponenten. $FeCO_3$ und $MgCO_3$ sind in allen Verhältnissen mischbar, bei $FeCO_3$ und $MnCO_3$ ist zwischen 30—50 % $FeCO_3$ und 50—70 % $MnCO_3$ eine Unterbrechung; für die übrigen Paare sind die Mischungsverhältnisse weniger vollständig. Im speziellen Fall des Dolomits können in die Struktur des $CaMg(CO_3)_2$ eintreten: $CaFe(CO_3)_2$, $CaMn(CO_3)_2$, $CaCa(CO_3)_2$ und wahrscheinlich $MgMg(CO_3)_2$.

E. Schnaebele.

Paul Gaubert: Sur les indices de réfraction des carbonates rhomboédriques. (Bull. soc. fr. min. **42**. 88—120. 1919.)

Über diese Arbeit gab Verf. in den C. R. **164**. 49. 1917 einen Überblick (dies. Jahrb. 1919. -274-). Inzwischen hat W. E. Ford Brechungsexponenten rhomboedrischer Karbonate mehrerer Fundorte bestimmt (Transactions of the Connecticut Acad. of Sc. **22**. 211. 1917. Siehe vorhergehendes Referat.)

Bei Untersuchungen über die Angreifbarkeit des Dolomits durch Säuren kam Verf. zu widersprechenden Resultaten, die dazu führten, die Herkunft der Versuchsstücke zu prüfen. Fizeau hat seinerzeit die Brechungsexponenten des Dolomits an Stücken, die wohl fälschlicherweise als von Traversella stammend bezeichnet wurden und die Damour analysierte, sehr genau gemessen. Danker, Born, Eisenhuth u. a. haben die Brechungsexponenten anderer Dolomitvorkommen gemessen; Eisenhuth machte darauf aufmerksam, daß Lichtbrechung und Doppelbrechung mit dem Eisengehalt steigen.

Da im Dolomit das Magnesium durch Eisen und Mangan ersetzbar ist, liegt Veranlassung vor, erst die Brechungsexponenten der einfachen Carbonate zu bestimmen unter Beiseitelassung des sehr gut bekannten Calcits. Der Brechungsexponent ω des Eisenspats, des Manganspats und

des Zinkspats ist zu groß, als daß man ihn mit dem Refraktometer messen könnte, aber den Exponenten für ε und außerdem einen weiteren Exponenten ε', welcher der auf die Halbkugel des Refraktometers aufgelegten Fläche $(10\bar{1}1)$ entspricht, kann man bestimmen. Aus den beiden Exponenten berechnet sich der Wert für ω nach der Formel:

I. $$\omega^2 = \frac{\varepsilon'^2 - \varepsilon^2 \sin^2 \mu}{\cos^2 \mu}.$$

wo μ den Winkel bezeichnet, den die Normale zur Rhomboederfläche mit der optischen Achse bildet. Ist der Brechungsexponent der Halbkugel des Refraktometers kleiner als der entsprechende an der Fläche, so kommt die allgemeinere Formel Liebisch's zur Anwendung:

II. $$\varepsilon''^2 = \varepsilon^2 \frac{\omega^2 - (\omega^2 - \varepsilon^2) \cos^2 \mu}{\omega^2 - (\omega^2 - \varepsilon^2)(\cos^2 \mu + \sin^2 \mu \cos^2 \delta)}$$

(dies. Jahrb. 1885. II. 181), wo δ den Winkel der Einfallsebene mit dem Hauptschnitt der Grenzebene bezeichnet. ε''^2 ist der Wert des Brechungsexponenten, der durch die Grenze der Totalreflexion bei dem Azimut δ bestimmt ist. Sind die Spaltflächen nicht vollkommen, so wird die Trennungsfläche zwischen heller und dunkler Partie im Gesichtsfeld um so unbestimmter, je größer der Grenzwinkel wird. Selbst wenn der Brechungsexponent für die Richtung der größten Lichtgeschwindigkeit kleiner ist, als der der Halbkugel, ist es nicht ohne Interesse, zum Vergleich den Exponenten an der Spaltfläche zu messen und daraus den Exponenten für die Richtung der kleinsten Lichtgeschwindigkeit zu berechnen. Zu beachten bleibt, daß nach I der Wert des großen Exponenten um so kleiner wird, als der kleine Exponent größer wird, d. h. daß, wenn man bei der Bestimmung dieses letzteren nicht sehr vorsichtig ist, um das Minimum des außerordentlichen Exponenten zu beobachten, ω zu klein wird. Ebenso läuft man Gefahr, ε' einen zu kleinen Wert zu geben, der den von ω ebenfalls herabsetzt, wenn man nicht für ε einen Wert genommen hat, der nicht dem Minimum des kleinen Exponenten entspricht. Für milchige Kristalle oder solche, die aus nicht genau orientierten Subindividuen entstanden sind, sind die Bestimmungen nicht sehr genau. Fehler in der 3. Dezimale; trotzdem sind die Zahlen genau genug, nicht nur zur Bestimmung der Varietäten, sondern selbst der einzelnen Vorkommen. Diese angenäherten Zahlen gestatten selbst ungefähr die chemische Zusammensetzung zu bestimmen. Bei unvollkommenen Stücken kann μ nur auf einige Minuten genau gemessen werden; hieraus entspringt eine neue Fehlerquelle, die die 4. Dezimale beeinflußt. Alle Werte gelten für die D-Linie.

Magnesitspat (Giobertit) und Breunnerit. Magnesitspat von Snarum. Die Spaltungsstücke nicht vollkommen. Ein Stück, dessen G. = 3,05 ergab $\omega = 1{,}7053$, $\varepsilon = 1{,}5148$. Desgl. von Moutiers (Savoie). Ein sehr eisenhaltiges Stück ergab: G. = 3,09, $\omega = 1{,}710$, $\varepsilon = 1{,}517$. 5,3 % $FeCO_3$ und etwas Mn. Desgl. von Saint-Pandelon. Von

Lacroix untersucht (Min. de Fr. 3. 588) $\omega = 1{,}7015$, $\varepsilon = 1{,}5175$. Die Kristalle sind fast schwarz undurchsichtig; ε ist gut, ω schlecht zu messen. Zusammensetzung nach Arsandaux: $MgCO_3 = 94{,}08$, $CaCO_3 = 7{,}2$. Desgl. von Hall (Tirol) schwarzes Stück, G. = 3,10, $\omega = 1{,}707$, $\varepsilon = 1{,}519$. Analyse verschiedener Stücke von Stromeyer (I) und Haushofer (II). Der gemessene Kristall gleicht in seiner Zusammensetzung dem Kristall (I).

	I.	II.
$MgCO_3$	89,70	—
$FeCO_3$	8,05	20,88
$MnCO_3$	2,45	—

Desgl. von Djebel Hadifa (Tunesien): G. veränderlich durch Einschlüsse. G. = 3,05, $\omega = 1{,}716$, $\varepsilon = 1{,}5230$, $FeCO_3$ 6 % und etwas $MnCO_3$. Desgl. von Greiner (Tirol). Eisenhuth bestimmte an Breunnerit, dessen G. = 3,10, $\omega = 1{,}7174$, $\varepsilon = 1{,}5285$; die Werte entsprechen nicht der Zusammensetzung, die durch Eisenhuth gegeben, sie sind zu klein: $CaCO_3 = 1{,}23$, $MgCO_3 = 65{,}78$, $FeCO_3 = 16{,}33$, $MnCO_3 = 12{,}83$. Verf. maß G. = 3,12, $\omega = 1{,}719$, $\varepsilon = 1{,}527$. Desgl. von Pfitsch (Tirol), Analysen von Magnus (I) und Eisenhuth (II) und (III):

	I.	II.	III.
$MgCO_3$	82,91	78,13	83,19
$FeCO_3$	15,58	14,67	17,28
$MnCO_3$	1,18	—	—
$CaCO_3$	—	2,05	1,86
G.	—	3,06	3,10

Die Kristalle des Verf.'s in Chloritschiefer eingebettet, haben einen Kern mit Chloriteinschlüssen und eine äußere Schale; an dieser annäherungsweise gemessen: G. = 3,10, $\omega = 1{,}723$, $\varepsilon = 1{,}53$.

Eisenspat von Cornwall. Hutchinson maß an einem Siderit von Camborne $\omega = 1{,}8722-1{,}8734$; $\varepsilon = 1{,}6310-1{,}6342$. Dieser Eisenspat ist ziemlich rein: $MnCO_3 = 1{,}82$ %, $CaCO_3 = 0{,}18$ %, $MgCO_3 = 0{,}26$ %; die Brechungsexponenten sind ziemlich nahe denen eines theoretisch reinen Eisenspates. Desgl. von Wolfberg. Ortloff hat gemessen $\omega = 1{,}934$, $\varepsilon = 1{,}62185$; ω ist zu groß, ε scheint richtig zu sein; es ist zwar kleiner als das von Hutchinson gemessene, aber der Eisenspat von Wolfberg ist reicher an Mangan als der von Camborne. Desgl. von Saint-Pierre d'Allevard. Wechselnde Resultate wegen wechselnder Zusammensetzung und unvollkommener Spaltflächen. Analysen Arsandaux (I), Bradley (II), Berthier (III):

	I.	II.	III.
$FeCO_3$	72,00	73,2	73,62
$MnCO_3$	7,45	2,2	18,95
$MgCO_3$	18,70	23,3	5,04
$CaCO_3$	—	1,3	—
G.	—	3,633	—

Verf. erhielt bei 3 Stücken: I. mit leicht gekrümmten Flächen, II. Stück aus dem Innern eines sehr großen Kristalls, III. homogener Kristall mit ebenen Flächen:

	I.	II.	III.
ω	1,7959	1,8056	1,82
ε	1,5982	1,6012	1,609

Ford maß auf Stücken von Bradley (Anal. II): = 1,830, = 1,596. Desgl. von Vizille. ω = 1,814, ε = 1,586; Zusammensetzung nach Berthier: $FeCO_3$ = 70,24, $MnCO_3$ = 1,62, $MgCO_3$ = 26,88. Desgl. von der Mine de Baigorry (Basses-Pyrénées). Aus dem Gang von Ustelleguy ω = 1,814, ε = 1,586; Anal. Arsandaux: $FeCO_3$ = 89,08, $MnCO_3$ = 1,9, $MgCO_3$ = 7,56. Desgl. von anderen Fundorten. Ford erhielt die Ziffern von Bindt (Ungarn) (I), Roxburry (Conn.) (II), Neudorf (III), Ivigtuk (Grönland) (IV); Anal. nach Bradley. Larsen bestimmte Ivigtuk (V) und Spokane (VI); Anal. (V) von Wherry, (VI) von Maider.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
ω	1,838	1,847	1,849	1,872	1,871	1,858
ε	1,603	1,613	1,615	1,634	1,631	1,622
$FeCO_3$	76,8	83,6	77,2	95,9	93,49	93,16
$MnCO_3$ . . .	4,7	5,7	15,8	4,1	5,16	Spur
$MgCO_3$ . . .	17,9	9,1	6,6	—	0,62	1,83
$CaCO_3$	0,6	1,6	0,4	—	0,37	5,13
G.	3,707	3,793	3,813	3,951	3,94	3,84

Manganspat von Vielle-Aure, fast rein, aber die Kristalle nicht gut; Anal. Grüner: $MnCO_3$ = 97,12, $FeCO_3$ = 0,69. $CaCO_3$ = 1,00, $MgCO_3$ = 0,75, durchsichtig. Messung dreier Kristalle: ω = 1,8100, 1,8135, 1,8194; ε = 1,5934, 1,5960, 1,6023. Desgl. von Biersdorf. $MnCO_3$ = 93,08 %, $FeCO_3$ = 7,12 %; Ortloff maß ε = 1,5973. Desgl. von Brancheville (Conn.), Anal. Bradley: $MnCO_3$ = 80,27, $FeCO_3$ = 20,14, $CaCO_3$ = 0,84. Ford maß ω = 1,8279, ε = 1,6057. Desgl. von Alicante (Lake Cy. Colorado). Verf. bestimmte ω = 1,7941, 1,7950, 1,7978, 1,7984; ε = 1,5946, 1,5953, 1,5978, 1,5983. Larsen maß ω = 1,817 $\pm$ 0,003, ε = 1,594 $\pm$ 0,005; Anal. Mackintosh (I), Wherry (II):

	I.	II.
$MnCO_3$	94,46	95,72
$FeCO_3$	5,81	1,87
$MgCO_3$	—	0,68
$CaCO_3$	—	0,50
Gangart	—	0,82
Summe . .		99,57

Zinkspat. Ortloff bestimmte ε = 1,6177. Mit Material, dessen Analyse nach Arsandaux: $ZnCO_3$ = 90,43, $MnCO_3$ = 3,51 erhielt Verf. ω = 1,872, ε = 1,612. Ein Stück von Laurion ergab ε = 1,619; Messungen nicht gut auszuführen.

Dolomit und Ankerit. Kaum ein zweites Mineral von so wechselnder Zusammensetzung selbst am gleichen Fundort; Zonarbau mit Einschlüssen. Zonarbau auch nachweisbar durch verschiedene Brechungsexponenten (Dolomit von Tharand, Tharandit). Dolomit vom Binnental. Fizeau's Messungen s. o.; aber die Zusammensetzung entspricht nicht den Stücken, die sicher von Traversella stammen, sondern eher Material, das Verf. vom Binnental untersuchte. Anal.: $CaCO_3 = 54{,}21$, $MgCO_3 = 44{,}41$, $FeCO_3 = 0{,}91$, $MnCO_3 = 0{,}55$; S. = 100,55. G. = 2,883, $\omega = 1{,}68174$, $\varepsilon = 1{,}50256$. Trotzdem die Analysen von Sart. v. Waltershausen und diejenigen des körnigen Dolomits kein Eisen angeben, findet es sich in beachtenswerten Mengen in großen Kristallen, die Verf. untersuchte. An 3 Kristallen fand Verf.: $FeCO_3 = 0{,}95$, 0,92, 0,85 und je etwas Mn; es sind $\omega = 1{,}6810$, 1,6808, 1,6800; $\varepsilon = 1{,}5022$, 1,5021, 1,5014; G. = 2,869, 2,868, 2,865. Kristalle, die der theoretischen Zusammensetzung entsprechen von Gebroulaz (von Sella untersucht) sind zu klein zu Messungen. Desgl. von Haiderenia (Basses-Pyr.), $\omega = 1{,}6820$, $\varepsilon = 1{,}5025$; nach Arsandaux ist die Zusammensetzung dem von Damour analysierten und von Fizeau gemessenen verwandt; $CaCO_3 = 54{,}20$, $MgCO_3 = 43{,}68$, $FeCO_3 = 1{,}39$, $MnCO_3 = 0{,}96$. Verf. berechnet $\omega = 1{,}6844$, $\varepsilon = 1{,}5025$. Desgl. von Saint-Pandelon (Landes). Vorkommen in Schiefer, gute Spaltungsrhomboeder $\omega = 1{,}6825$, $\varepsilon = 1{,}5039$. Desgl. von Bastennes (Landes), weniger gute Kristalle als die vorigen; Mittel aus mehreren Messungen an 4 Kristallen $\omega = 1{,}6829$, $\varepsilon = 1{,}5040$. Anal. von de Gramont $FeCO_3 = 1{,}5$ %. $MnCO_3 = 0{,}92$ %, G. = 2,867. Desgl. von Biskra (Algerien). Hutchinson fand $\omega = 1{,}6813$, $\varepsilon = 1{,}5022$; Zusammensetzung: $CaCO_3 = 53{,}80$, $MgCO_3 = 45{,}00$, $FeCO_3 = 1{,}208$. Verf. berechnet $\omega = 1{,}6834$, $\varepsilon = 1{,}5017$. Desgl. von Djebel-Chettaba (Constantine). Kristalle schwarz gefärbt durch gleichmäßig verteiltes Pigment; Formen $\{0001\} . \{40\bar{4}1\}$; $\omega = 1{,}6820$, 1,6825; $\varepsilon = 1{,}5035$, 1,5037 deuten einen etwas eisenhaltigen Dolomit an. G. = 2,85, infolge von Einschlüssen selbst 2.82. Desgl. von Djelfa (Algerien). Große Kristalle, die gute Spaltrhomboeder geben; es ist etwa $\omega = 1{,}6848$, $\varepsilon = 1{,}5052$; Anal. nach Arsandaux: $CaCO_3 = 53{,}57$, $MgCO_3 = 41{,}16$, $FeCO_3 = 4{,}35$, $MnCO_3 = 0{,}96$, G. = 2,889—2,901. Verf. berechnet $\omega = 1{,}6891$, $\varepsilon = 1{,}5059$. Desgl. von Teruel. Schwarze Kristalle der Form $\{40\bar{4}1\} . \{0001\}$, ähnlich denen von Hall; Vorkommen in gipsführenden Mergeln; Farbstoff ungleichmäßig verteilt, so daß u. d. M. Zonarstruktur; die Messungen weichen untereinander ab; $\omega = 1{,}6870$, 1,6875, 1,6882; $\varepsilon = 1{,}5075$, 1,5079, 1,5083; Anal. von Rammelsberg (I). A. Brun (II), Eisenhuth (III), Verf. (IV) siehe p. 162.

Verf. berechnet an Stelle des zu zweit genannten Wertes $\omega = 1{,}690$, $\varepsilon = 1{,}507$.

Kleine Mengen SO_4, die Verf. stets in sehr reinen Kristallen fand, sind zum Teil auf Einschluß von Gangart zurückzuführen; aber andererseits deuten einige Anzeichen auch darauf hin, daß das $CaSO_4$ in Form einer festen Lösung im Dolomit sei oder vielmehr einen Mischkristall mit ihm bilde. Verf. hat gezeigt, daß ein Kristall während der Kristalli-

	I.	II.	III.	IV.
$CaCO_3$	—	56,64	54,87	—
$MgCO_3$	—	37,89	37,71	—
$FeCO_3$	6,23	2,11	7,28	5,80
Überschuß FeO .	—	2,63	—	—
$MnCO_3$	2,52	—	—	2,02
Unlöslich	—	0,90	0,71	0,74
Winkel des Spaltrhomboeders . .	106°30′	106°14′	106°10′ —106°20′	106°18′, extrem 106°8′—106°24′

sation seinen Habitus ändert infolge Beimengung einer Substanz zur Mutterlauge. Die Kristalle von Teruel wie die von Hall zeigen nun solch einen besonderen Habitus, der sicher einer kleinen Menge fremder Substanz zu verdanken ist. Entsprechend den Ergebnissen von H. Vater's Untersuchungen am Calcit wären auch am Dolomit ähnliche Resultate zu erwarten, da es sich hier um isomorphe Substanzen handelt. Nun zeigte Vater, daß die Beimengung von ein wenig Gips zur Mutterlauge des Calciumcarbonates Ursache zur Bildung steiler Rhomboeder am Calcit ist. Nach Färbeversuchen des Verf.'s kann das $CaSO_4$ nur dann die Kristalltracht beeinflussen, wenn es am Kristallaufbau teilnimmt. Desgl. von Hall (Tirol). Die Kristalle gleichen nach Größe, Farbe und Habitus denen von Teruel; nur ist ihre Basis besser ausgebildet. Vorkommen ebenfalls mit Gips. $\omega = 1{,}6870,\ 1{,}6873,\ 1{,}6946$; $\varepsilon = 1{,}507,\ 1{,}509,\ 1{,}5133$; G. 2,89, 2,90, 2,91. Werte I und II entsprechen der Anal. Eisenhuth, bei der aber G. unrichtig ist; III ist reicher an Eisen; $CaCO_3 = 54{,}77$, $MgCO_3 = 41{,}57$, $FeCO_3 = 2{,}69$, unlöslich 1,22, S. = 100,25, G. 3,10. Etwas Mn in einigen Stücken. Verf. berechnet für I $\omega = 1{,}6847$, $\varepsilon = 1{,}5026$. Desgl. von Viellevigne. Lacroix gibt an $\omega = 1{,}6940$, $\varepsilon = 1{,}5065$; sehr eisenreich. Anal. Arsandaux: $CaCO_3 = 53{,}57$, $MgCO_3 = 39{,}27$, $FeCO_3 = 6{,}45$. $MnCO_3 = 0{,}97$, G. = 2,91. Verf. berechnet $\omega = 1{,}7015$, $\varepsilon = 1{,}5147$. Desgl. von Urbeis (Elsaß). Anal. Ungemach vom Gang St. Sylvester: $CaCO_3 = 53{,}21$, $MgCO_3 = 31{,}5$, $FeCO_3 = 8{,}05$, G. = 2,94; Verf. bestimmt $\omega = 1{,}693$, $\varepsilon = 1{,}512$. Desgl. von Durfort (Gard). Fast schwarzer Kristall, dessen G. = 2,849 ergab $\omega = 1{,}682$, $\varepsilon = 1{,}503$. G. infolge von Einschlüssen zu niedrig. Desgl. von Oberwald (Schweiz), G. = 2,890, $\omega = 1{,}6848$, $\varepsilon = 1{,}5043$. Desgl. von Tharand (Sachsen). Sehr dünne Spaltungsstücke zeigen, daß das Eisenoxyd ungleichmäßig verteilt ist. Zonen leicht verschiedener Doppelbrechung vorhanden; in Säuren schneller löslich als der Dolomit des Binnentals, außerdem einzelne Teile leichter löslich als andere. Weil die von Eisenoxyd bedeckten Flächen sich leichter lösen, muß man annehmen, daß das $CaFe(CO_3)_2$ Anlaß war zum Absatz von $CaCO_3$ als Calcit in regelmäßiger Verwachsung mit Dolomit. Nach der Anal. Kuhn ist ein Überschuß von $CaCO_3$ vorhanden, etwa 1,30 %; also ist ein Teil des Eisens verloren gegangen. G. = 2,87 etwas zu niedrig infolge der Zersetzung des Minerals. Mit HCl keine regelmäßigen Ätzfiguren. Anal. Kuhn: $CaCO_3 = 54{,}76$, $MgCO_3 = 42{,}10$, $FeCO_3 = 4{,}19$;

$\omega = 1{,}6846$. Desgl. von Guanajuato (Mexiko). Mehrere Bestimmungen von G. = 2,881—2,912; Ford bestimmte $\omega = 1{,}685$. Zusammensetzung, $CaCO_3 = 60{,}3$, $MgCO_3 = 31{,}3$, $FeCO_3 = 8{,}4$. Desgl. von Miemo (Miemit). Keine deutlichen Kristalle, aber mit geglätteter Spaltfläche bestimmt $\omega = 1{,}6830$, $\varepsilon = 1{,}5063$. Zusammensetzung: $CaCO_3 = 55{,}32$, $MgCO_3 = 40{,}54$, $FeCO_3 = 2{,}68$, $NiO = 0{,}18$, $Al_2O_3 = 0{,}43$. Desgl. von Racovac (Miemit). In Kristallgruppen, daher nur Messung von $\omega = 1{,}688$ möglich; 6,85 % $FeCO_3$ und ebenfalls eine kleine Menge NiO und Al_2O_3. Desgl. von Zillertal. Danker bestimmte $\varepsilon = 1{,}50606$ und berechnete $\omega = 1{,}66708$; ω ist zu klein. Anal. $FeCO_3 = 0{,}45$, $MnCO_3 = 0{,}93$, $Fe_2O_3 = 2{,}41$. Verf. berechnet $\omega = 1{,}6820$, $\varepsilon = 1{,}5009$. Desgl. von Greiner. Eisenhuth bestimmte $\omega = 1{,}6830$, 1,6847, 1,6883, 1,6847 1,6864; $\varepsilon = 1{,}5034$, 1,5040, 1,5070, 1,5052, 1,5053; ein Stück, dessen $\omega = 1{,}7005$ und $\varepsilon = 1{,}5148$ stimmt nicht mit der Zusammensetzung $CaCO_3 = 18{,}71$, $MgCO_3 = 30{,}47$, $FeCO_3 = 10{,}6$, $MnCO_3 = 37{,}93$, G. 2,96. Rechnerisch ergibt sich nach Verf. für obige Zusammensetzung $\omega = 1{,}7513$, $\varepsilon = 1{,}5498$; auch G. ist zu niedrig. An Stelle der ersten 5 Exponenten berechnet Verf.: $\omega = 1{,}683$, 1,685, 1,6852, 1,6868, 1,6871; $\varepsilon = 1{,}5022$, 1,5037, 1,5030, 1,504, 1,5044. Desgl. von Traversella. Messungen nach Born, Anal. nach Baerwald (I und II), nach Hirzel (III):

		Li	Na	Tl	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$	$MnCO_3$	G.
I	ω	1,68716	1,69203	1,69665	53,05	37,69	9,73	—	—
	ε	1,50747	1,50951	1,51153	—	—	—	—	—
II	ω	1,69138	1,69641	1,70098	51,96	36,83	11,90	—	—
	ε	1,50964	1,51185	1,51394	—	—	—	—	—
III		—	—	—	52,71	33,46	11,13	2,84	2,917

Verf. bestimmte $\omega = 1{,}6931$, 1,6942, 1,6951, 1,6981; $\varepsilon = 1{,}5098$, 1,5199, 1,5111, 1,5123; berechnet für Na-Linie von I—II (Born) $\omega = 1{,}6949$, 1,698; $\varepsilon = 1{,}5099$, 1,5119. Desgl. von Vizille. G. = 2,94; $\omega = 1{,}6946$, 1,701; $\varepsilon = 1{,}5148$, 1,515. Anal. nach Berthier: $CaCO_3 = 53{,}39$, $MgCO_3 = 33{,}39$, $FeCO_3 = 14{,}63$, $MnCO_3 = 0{,}48$. Verf. berechnet von I $\omega = 1{,}7015$, $\varepsilon = 1{,}5147$. Desgl. von Saint-Pierre d'Allevard. Die Ankeritkristalle meist aus mikroskopisch kleinen Subindividuen aufgebaut; Messungen $\omega = 1{,}7272$, 1,7188; $\varepsilon = 1{,}5273$, 1,5194; berechnet $\omega = 1{,}7305$, 1,7216; $\varepsilon = 1{,}5363$, 1,5242. Anal. Arsandaux (I), Verf. (II):

	I.	II.
$CaCO_3$	50,35	50,56
$MgCO_3$	22,89	25,10
$FeCO_3$	27,71	23,20
$MnCO_3$	—	0,72
G.	3,025	2,991

Desgl. von Gollrath (Steiermark). Ebenfalls aus Subindividuen aufgebaut. $\omega = 1{,}717$, $\varepsilon = 1{,}519$; berechnet $\omega = 1{,}7129$, $\varepsilon = 1{,}5228$. Anal. Berthier: $CaCO_3 = 51{,}1$, $MgCO_3 = 25{,}7$, $FeCO_3 = 20{,}0$, $MnCO_3 = 3{,}0$. Desgl. von Erzberg (Steiermark). Mit milchigem Kristall bestimmt

$\omega = 1{,}73$, $\varepsilon = 1{,}53$; an durchsichtigerem Kristall $\omega = 1{,}725$, $\varepsilon = 1{,}532$; berechnet $\omega = 1{,}727$, $\varepsilon = 1{,}532$; seine Zusammensetzung: $CaCO_3 = 49{,}6$, $MgCO_3 = 1{,}91$, $FeCO_3 = 30{,}2$, $MnCO_3 = 1{,}1$. Ford maß $\omega = 1{,}7409$, $\varepsilon = 1{,}536$ für Kristall; dessen Zusammensetzung: $CaCO_3 = 49{,}21$, $MgCO_3 = 11{,}63$, $FeCO_3 = 38{,}63$, $MnCO_3 = 2{,}56$, G. = 3,121; Verf. berechnet hier $\omega = 1{,}742$, $\varepsilon = 1{,}542$.

Mesitin von Traversella. Verf. bestimmte $\omega = 1{,}7632$, 1,7729, 1,7804, 1,790; $\varepsilon = 1{,}5873$, 1,5895, 1,5910, 1,5950. Ford bestimmte: $\omega = 1{,}7878$, $\varepsilon = 1{,}5703$ bei der Zusammensetzung: $FeCO_3 = 50{,}2$, $MgCO_3 = 49{,}8$. Analysenresultate wechselnd, nach Fritzsche (I), Gibbs (II), Stromeyer (III):

	I.	II.	III.
$MgCO_3$	59,05	56,95	42,71
$FeCO_3$	38,93	43,10	57,23
$CaCO_3$	1,30	0,40	—
G.	3,55	—	—

Plumbocalcit von Wanlockead. Undurchsichtige Kristalle; die Undurchsichtigkeit ist eine Folge des großen Unterschieds der Brechungsexponenten des $CaCO_3$ und des $PbCO_3$; sie zeigt, daß es sich nicht um eine feste Lösung, sondern um eine regelmäßige Verwachsung zweier verschiedener Substanzen handelt. Wäre das $PbCO_3$ nicht regelmäßig verwachsen, so würde die Doppelbrechung des $CaCO_3$ durch seine Anwesenheit nicht gesteigert. $\omega = 1{,}6668$, $\varepsilon = 1{,}4904$, G. = 2,73, $PbCO_3 = 1{,}9\,\%$.

Zusammenfassung und Folgerungen. Die Brechungsexponenten isomorpher Mischungen können aus denjenigen der Einzelbestandteile berechnet werden. Die Messungen wurden bisher an Kristallen isomorpher Reihen durchgeführt, deren Elemente schwach lichtbrechend und schwach doppelbrechend sind. Es wäre von Interesse zu wissen, ob zwischen Theorie und Beobachtung eben solche Übereinstimmung herrscht, wenn die Unterschiede innerhalb derselben Gruppe sehr große sind. Der Dolomit sollte hierzu das Material liefern; aber die Exponenten des $MgCO_3$, des $MnCO_3$ und des $FeCO_3$ sind leider nicht sehr genau bekannt. Außerdem stört der Zonarbau des Dolomits. Dennoch kann man unter Anwendung der Mallard'schen Formeln Resultate erzielen, die genau genug sind, um aus dem Brechungsexponenten die Zusammensetzung annäherungsweise zu berechnen und umgekehrt. Die berechneten Exponenten sind dem Text beigefügt. Fehlerquellen in ungenauen Messungen, Zonarbau, Zersetzung eines Teils des $FeCO_3$. Kristalle desselben Fundortes zeigen ziemlich große Unterschiede; sie sind größer für die eisenhaltigen Dolomite und Ankerite, als für die fast reinen Dolomite. Ebenso haben die rhomboedrischen Carbonate der Erzgänge einen größeren Wechsel, als diejenigen anderer Fundorte, wie auch in ersteren der Zonarbau verbreiteter ist. Es ergibt sich, daß die Brechungsexponenten und das spezifische Gewicht sehr eisenreicher Ankerite denjenigen des Giobertits und des Breunnerits so nahe verwandt sind, daß hierdurch eine Unterscheidung der Arten auf diesem Wege unmöglich wird. Verf. schlägt statt dessen folgenden vor: Die

gepulverte Probe wird zur Rotglut erhitzt, das Pulver auf Glas ausgebreitet und mit einem Tropfen Kobaltnitrat versetzt. Bei Anwesenheit von Dolomit, Ankerit oder Calcit bildet sich sofort ein grünblauer Ring um die zersetzten Rhomboeder, während bei Breunnerit und Giobertit die Färbung erst nach längerer Zeit eintritt, so bei Giobertit von Snarum nach mehreren Stunden, bei dem von Erzberg nach einer halben Stunde. Mit Urannitrat erhält man eine Gelbfärbung, mit Kupfernitrat eine Grünfärbung; aber Kobaltnitrat ist wegen des großen Farbunterschiedes zwischen Reagenz und Niederschlag vorzuziehen. Trotz völliger Zersetzung des Carbonats durch die Hitze behalten die kleinen Spaltrhomboeder ihre Form und werden durchscheinend beim Eintauchen in Monobromnaphthalin. Verf. glaubt hier ein Mittel zu haben, mikroskopisch kleine Giobertite und Dolomite in Sedimentgesteinen unterscheiden zu können; es würde genügen, den Exponenten des Glühproduktes durch Eintauchen in Flüssigkeiten mit bekanntem Exponenten zu bestimmen. Es ist leicht zu sehen, daß ehemalige Dolomitstückchen stärker lichtbrechend sind als solche von Calcit. Die Substanzen sind einfachbrechend und daher ein Vergleich viel leichter möglich. Aber die Glühprodukte, deren Exponenten abhängig sind von der Höhe der Temperatur und der Zeitdauer der Erhitzung, sind danach polymorph; diese polymorphen Modifikationen stören die Bestimmungen, sie sollen demnächst untersucht werden.

[Bemerkung des Ref. In der Zusammenfassung gibt Verf. alle Messungs- und Analysenergebnisse über Dolomit und Ankerit nochmals in Tabellenform. Die Tabelle weist für die Messungen einige Unstimmigkeiten mit dem Texte auf, die erwähnt werden müssen:

Bei Teruel steht im Text $\omega = 1{,}6875$, in der Tabelle $\omega = 1{,}6877$.

Bei Djebel-Chettaba steht im Text $\varepsilon = 1{,}5035$, in der Tabelle $\varepsilon = 1{,}5025$.

Bei Oberwald steht im Text $\varepsilon = 1{,}5043$, in der Tabelle $\varepsilon = 1{,}501$.

Bei Traversella steht im Text bei Kristall I $\omega = 1{,}67203$, in der Tabelle $\omega = 1{,}69203$ (dieses wohl das Richtige).

Bei Traversella steht im Text bei Kristall VI $\varepsilon = 1{,}5199$, in der Tabelle $\varepsilon = 1{,}5099$.

Bei Traversella sind in der Tabelle eingefügt Kristall III und IV, die im Text fehlen; es sind nach Messungen Eisenhuth $\omega = 1{,}6983$, $1{,}6975$; $\varepsilon = 1{,}5113$, $1{,}5124$. Zu III berechnet Verf. $\omega = 1{,}6964$; $\varepsilon = 1{,}5111$.

Im Text ist als Fundort angegeben: Urbeis (Elsaß), Grube St. Sylvester; in der Tabelle steht nur St. Sylvester.] **E. Schnaebele.**

F. M. van Tiyl: The Geodes of the Keokuk Beds. (Am. J. Sci. (4.) 42. 1916. 34–42.)

Im mittleren Tal des Mississippi, im südöstlichen Teil von Iowa, liegen die bekanntesten Fundstellen von Geoden bei Keokuk und Lowell, in Missouri bei Wayland und Francisville, Warsaw und Niota in Illinois·

Die Geoden finden sich in einem kieseligen dolomitischen Kalkstein, sowie weniger vollkommen in einem schichtigen Ton. Diese Schichten zeigen nicht die geringste Druckbeanspruchung. Die Geoden enthalten meistens nur Kieselsäuremineralien (Quarz oder Chalcedon), seltener Kalkspat; im Innern ist oft Dolomit, Ankerit sowie etwa ein Metallsulfid anzutreffen, manchmal auch nur Wasser und erdiges Bitumen oder pulveriger Kaolin. Es wurden beobachtet: Quarz, Chalcedon, Calcit, Aragonit, Dolomit, Ankerit, Magnetit, Hämatit, Pyrit, Millerit, Chalkopyrit, Sphalerit, Kaolin, Bitumen. Sekundäre Umbildungsprodukte der vorstehenden primären Mineralien sind: Limonit, Smithsonit, Malachit, Gips. Die Entstehung der Geodenhohlräume glaubte man durch Verdrängung einer Spongienart, von Crinoiden und dergl. erklären zu können. Shaler nahm seinerzeit eine Bildung der Geoden unter hohem Druck der wässerigen Lösungen an. Verf. führt die Bildung der Hohlräume auf weggelöste Kalkkonkretionen zurück. Der Lösungsvorgang scheint von innen nach außen verlaufen zu sein. Als Lösungsmittel wirkten Kohlen- und Schwefelsäure (letztere aus Pyrit entstanden). Der Kaolin in den Geoden ist ein Lösungsrückstand. Die erste Periode der Mineralbildung in den Geoden ist durch das Auftreten von Quarz, Chalcedon, Dolomit, Calcit I, sowie fast aller Sulfide gekennzeichnet, während sich in der zweiten Periode eine Generation des Calcits II in klaren Kristallen sowie eine zweite des Pyrits bildete. Die mineralogische Zusammensetzung der Geoden ist oft an wenig voneinander entfernten Fundorten sehr verschieden, offenbar ist der Attraktionsbereich der einzelnen Geode nur unbedeutend gewesen. **W. Eitel.**

M. Amadori: Untersuchungen über die Gruppe des Pyromorphits. (Gazz. chim. ital. **49**, I. 38—102. 1919.) [Ref. von Posner im Chem. C.Bl. 1919. III. 315.]

Verf. gibt in der vorliegenden Arbeit eine Zusammenfassung seiner z. T. veröffentlichten Untersuchungen über die Mineralien der Pyromorphit-, Mimetesit- und Vanadinitgruppe. An der Hand von zahlreichen Tabellen und Diagrammen wird zunächst über Synthesen in den genannten Gruppen berichtet. Die Erstarrungspunkte der beim Schmelzen beständigen Verbindungen sind:

Fluoropyromorphit . .	$3\,Pb_3(PO_4)_2\,.\,PbF_2$	Erstarrungspunkt	1098°
Fluoromimetesit . . .	$3\,Pb_3(AsO_4)_2\,.\,PbF_2$	„	1042
Fluorovanadinit . . .	$3\,Pb_3(VO_4)_2\,.\,PbF_2$	„	916
Chloropyromorphit . .	$3\,Pb_3(PbO_4)_2\,.\,PbCl_2$	„	1156
Chloromimetesit . . .	$3\,Pb_3(AsO_4)_2\,.\,PbCl_2$	„	1140
Chlorovanadinit . . .	$3\,Pb_3(VO_4)_2\,.\,PbCl_2$	„	990

Für die Bildung einer analogen Verbindung mit PbO hat sich kein Anhaltspunkt ergeben, in allen drei Fällen entsteht dagegen die Verbindung $Pb_3(RO_4)_2\,.\,5\,PbO$, die beim Schmelzen beständig ist. Das Phosphat bildet

auch die beim Schmelzen beständige Verbindung $Pb_3(RO_4)_2 . PbO$; das entsprechende Arseniat wird beim Schmelzen zersetzt, ein solches Vanadat bildet sich nicht.

Durch besondere thermische Versuche wird Isomorphie und gegenseitige Mischbarkeit zwischen Fluor- und entsprechenden Chlorverbindungen, zwischen Phosphaten, Arseniaten und Vanadinaten bewiesen.

Die kristallographische Untersuchung ergab Übereinstimmung mit den natürlichen Mineralien.

Verf. gibt dann eine kritische Zusammenstellung zahlreicher Analysen von natürlichen Pyromorphiten; diese enthalten, im Gegensatz zu Apatit, kein Fluor an Stelle von Chlor; auch ergibt sich keine Bestätigung für die Annahme Rogers', daß in natürlichen Pyromorphiten Cl_2 durch O oder CO_3 ersetzt werde. **R. Brauns.**

Arthur Rusell: On the occurrence of Cotunnite, Anglesite, Leadhillite and Galena on fused lead from the wreck of the fire-ship „Firebrand" in Falmouth Harbour, Cornwall. (Mineral. Mag. **19**. 64—68. 5 Fig. 1920.)

Die 8 Belegstücke wurden 1909 vom Verf. aus der Sammlung von A. Fox zu Falmouth erworben. Sie waren am 4. März 1846 von dem Wrack des Feuerschiffs „Firebrand", das im Hafen von Falmouth ums Jahr 1780 verbrannt worden war, geborgen worden. Sie bestehen aus geschmolzenen Bleiklumpen von schlackigem Aussehen, die Kohlenstücke umschließen und denen noch Muschelreste anhaften. An der Oberfläche des Bleis und in den Höhlungen finden sich zahlreiche, sehr gut ausgebildete Cotunnit- und Anglesitkristalle, zwei Stücke haben auch kleinen Leadhillit und eines winzigen Bleiglanz.

Cotunnit: $a:b:c = 0{,}5952:1:1{,}872$ nach Lacroix; die Kristalle meist parallel der a-Achse gestreckt, bis zu 3 mm lang, Kristalltracht verschieden nach der Entwicklung der Flächen. 3 Figuren, Fig. 1 {111} herrschend, kleiner {112}; {011} und {021} alternierend miteinander, {101} selten, {010} größer entwickelt. Fig. 2 {001} herrschend, ebenso {010} und {111}, klein {011}, {012} und {112}. Fig. 3 stark verzerrter Kristall {111} und {112} wiederholen sich alternierend. Keine Zwillinge. Die gemessenen Winkel, die mit den berechneten gut übereinstimmen, werden mitgeteilt.

Anglesit: Die Kristalle haben rechteckigen Umriß, sind farblos oder schwarz und bis 5,5 mm lang. Meist: {100} . {001} . {110} . {011} . {102} . {122}, bei einigen Kristallen noch {113}. {100} ist vertikal gestreift.

Leadhillit: $a:b:c = 1{,}7515:1:2{,}2261$, $\beta = 89°32'$; nach E. Artini lichtbraun, durchscheinend dünne, sechsseitige Blättchen, mit der Tendenz der Parallelverwachsung nach {001}. Durchmesser 1 mm. Formen: {101} . {201} . {$\bar{1}$01} . {$\bar{2}$01} . {112} . {111} . {$\bar{1}$12} . {$\bar{1}$11}, optisch einachsig positiv.

Bleiglanz: wenige Kubooktaeder von 1 mm Durchmesser.

1907 wurde zu Mahdia an der tunesischen Küste das Wrack eines antiken Holzschiffes aus der ersten Hälfte des 5. Jahrhunderts vor Christi geborgen. An Bleiplatten hatten sich Cotunnitkristalle mit {010}. {001}. {021}. {011}. {012} gebildet, neben pulverigem PbS und einigen Phosgenitkristallen, die an einem Kupfernagel gefunden wurden; meist waren letztere in Covellin verwandelt. **E. Schnaebele.**

H. Buttgenbach: Les Minéraux du Massif de Slata (Tunisie). (Bull. soc. fr. min. 43. 24—67. 1920.)

Das als Djebel-Slata bezeichnete Massiv liegt in Tunis unter 35°52′ nördl. Br. und 8°17′ östl. L. Es ragt 450 m hoch aus einer unfruchtbaren Ebene, die vom Canion des Oued Serrath durchschnitten wird, hervor und ist von Tunis mittels einer 250 km langen Eisenbahn erreichbar. Das Massiv hat zwei sehr ausgeprägte, sich unter rechten Winkeln schneidende Kammlinien mit zerstückelten Rücken. Die eine läuft N—S, die andere O—W. Nach Pervinquière bezeichnen die Kämme die Richtungen zweier Verwerfungen, die ein aus Mergeln und Kalken bestehendes Gewölbe zerschneiden. Alle Bänke sollen im Süden wieder auftauchen; Schürfarbeiten lassen erkennen, daß diese Gesteine des Aptien an einer noch nicht genügend festgelegten Verwerfung gegen die Trias abstoßen.

Der eigentliche Gipfel des Massivs besteht aus blauen dichten Kalken, die besonders im Süden und Osten von Erzgängen durchsetzt werden. Die Vorkommen wurden schon im Altertum ausgebeutet und neuerdings wieder in Angriff genommen. Im Süden bei Sidi-Amor-ben-Salem findet sich hauptsächlich Bleiglanz mit 350 g Ag pro Tonne; stellenweise ist der Kalk von Bleiglanzwürfeln erfüllt, die dem Gestein 25 % Bleigehalt verleihen können, aber bis heute werden hauptsächlich Spalten- und Verwerfungsausfüllungen abgebaut. Im äußersten Westen liegt das Vorkommen von Slata; es besteht aus unregelmäßigen Gängen und hat besonders im Hangenden und Liegenden des Kalkes Hämatitanhäufungen. Daneben findet man auch Gangtrümer mit Blei- und Kupfererzen.

Verf. gibt die Beschreibung dieser Vorkommen, die durch Schönheit der Kristalle, ihre Größe und den Formenreichtum zu den interessantesten gehören. Die Einzelbeschreibungen mit Anführung der Stufennummern und einer Anzahl Figuren faßt Buttgenbach wie folgt zusammen:

Es finden sich in Sidi-Amor: Bleiglanz, Cerussit, Anglesit, Phosgenit, Calcit, Baryt, Quarz, sowie Eisen-Aluminium-Hydroxyd in dünnen Fasern im Calcit; in Slata: Eisenglanz, Malachit, Bleiglanz, Anglesit, Calcit.

Bleiglanz; er ist das Ziel des Bergbaues von Sidi-Amor und findet sich auch im Kalk imprägniert. Verf. hat ihn nur in Spaltstücken gefunden, die z. T. Zwillinge mit (211) als Verwachsungsfläche sind. In Slata füllt der Bleiglanz einige Gänge, die das Eisenvorkommen schneiden, und ist mit Malachit vergesellschaftet.

Eisenglanz; er bildet das Eisenerz von Slata und findet sich auch als dichter oder faseriger Hämatit.

Quarz; meist nur als Gangart, selten mit Kristallformen, außerdem einmal offenbar als Pseudomorphose mikrokristallin in zylindrischen Anhäufungen.

Baryt; häufig in Sidi-Amor. In großen Spaltstücken und bläulichen Tafeln mit (110), (001) und (011), sowie in langgestreckten, nadelförmigen Kristallen mit (011) und sehr steilen Pyramiden oder an den Enden durch 1 . 10 . 0) begrenzt.

Calcit; sowohl in Slata als auch in Sidi-Amor finden sich fast immer (100) und (11$\bar{1}$), ferner (510), (720), (10$\bar{1}$), (20$\bar{1}$), (53$\bar{5}$), (87$\bar{8}$), (22$\bar{1}$) sowie die neuen Formen (73$\bar{9}$), (20 . 11 . $\bar{1}$9), (17 . 8 . $\bar{1}$6).

Malachit; sowohl in Slata als auch in Sidi-Amor.

Phosgenit; sehr selten; nur zwei Stücke, das eine mit (001), (110), (100), (120).

Anglesit; in Slata selten und in kleinen Kristallen, in Sidi-Amor sehr häufig mit großen und gut ausgebildeten Kristallen, die bis zu 270 g erlangen; kristalline Massen finden sich bis zu Kilogrammgewicht. In Sidi-Amor herrscht (122), ferner (100), (110), (120), (001), (011), (021), (041), (102), (104), (111), (221), (324). In Slata (010), (111), (112), (102), (110), (001), (100).

Winkeltabelle, zugrunde gelegt nach Kokscharow: (1$\bar{1}$0) : (1$\bar{1}$0) = 26° 10′ 30″, (011) : (0$\bar{1}$1) = 104° 24′ 30″; a : b : c = 0,78516 : 1 : 1,289385

	gem.	ber.		gem.	ber.
(110) : (1$\bar{1}$0)	104°	103° 43′ 30″	(100) : (102)	50° 42′	50° 36′ 38″
(110) : (104)	72 34′	72 37 10	(001) : (102)	39 18	39 23 22
(100) : (111)	45 8	44 49	(001) : (112)	46 10	46 13 54
(111) : (122)	18 16	18 26 16	(001) : (111)	64 18	64 24 28
(011) : (122)	26 51	26 42 44	(001) : (011)	52 6	52 12 15
(104) : (102)	17 14	17 4 8			

Die Messungen wurden an kleinen Kristallen vorgenommen; die großen, besonders die von Sidi-Amor, sind oft oberflächlich in Cerussit umgewandelt; dieser bildet dann einen weißen Überzug aus sehr kleinen, gut meßbaren Kristallen bestehend.

Cerussit; er ist in Sidi-Amor ebenso beachtenswert wie der Anglesit. Beobachtet: (001), (100), (010), (012), (011), (032), (021), (031), (041), (051), (130), (110), (112), (111), (101), (102), (211), (121), (346), (3 . 12 . 8), (10 . 3 . 18); Zwillinge nach (130) und (010). Die Zwillinge nach (130) sind die häufigsten und man findet sie in den größten Kristallen, die bis zu 175 g Gewicht erreichen können. Meist sind sie senkrecht zur Zwillingsebene ebenso breit wie hoch. Vielfach sind an den verzwillingten Kristallen nur noch gestreifte Brachydomen erkennbar. Die Zwillinge nach (110) sind meist mit Bleiglanz vergesellschaftet, die Kristalle nach (010) abgeplattet und mit Vizinalflächen bedeckt. Selten sind pyramidenförmige Kristalle mit (111), (021); diese Zwillinge sind meist sehr klein.

Winkeltabelle, zugrunde gelegt nach Kokscharow: $(110):(1\bar{1}0) = 62°45'50''$, $(012):(0\bar{1}2) = 39°45'$; $a:b:c = 0{,}60997:1:0{,}723005$.

	gem.	ber.		gem.	ber.
(110) : (110)	62° 46′	62° 45′ 50″	(112) : (102)	17° 30′	17° 16′ 30″
(110) : (100)	31 20	31 22 55	(010) : (112)	72 30	72 43 30
(110) : (010)	58 20	58 37 5	(111) : (1$\bar{1}$1)	50	49 59 28
(110) : (130)	30	29 57 45	(111) : (010)	64 47	65 0 16
(010) : (130)	28 40	28 39 20	(111) : (121)	18 20	18 0 6
(001) : (102)	30 30	30 39 12	(010) : (121)	47	47 0 10
(100) : (102)	59 30	59 20 48	(110) : (012)	80	79 48 10
(102) : (102)	118 40	118 41 36	(110) : (121)	33 20	33 39 26
(110) : (111)	35 50	35 45 48	(110) : (211)	26	26 5 8
(110) : (112)	55 8	55 13 53	(110) : (102)	64 6	64 11 54
(001) : (012)	19 56	19 52 28	(130) : (011)	58 30	59 3 35
(012) : (012)	39 40	39 44 56	(130) : (111)	45 12	45 19 57
(001) : (011)	36 6	35 52 1	(130) : (102)	75 44	75 50 54
(010) : (011)	54 10	54 7 59	(111) : (012)	46	46 6 30
(011) : (032)	11 4	11 27 16	(111) : (021)	47	47 9 33
(010) : (021)	35	34 29 58	(111) : (011)	44	43 50 50
(010) : (031)	25	24 45 6	(111) : (102)	31 12	31 8 3
(010) : (041)	19 12	19 4 28	(111) : (211)	18 40	18 39 15
(010) : (051)	15 20	15 27 46			

Zwillinge nach (110).

(110) : [110]	54 12	54 28 20	(012) : [012]	20 50	20 23 38
(010) : [110]	4 10	4 8 45	(102) : [012]	15 32	15 36 32
(130) : [130]	5 32	5 27 10			

Zwillinge nach (130).

(110) : [110]	5 40	5 27 10	(111) : [111]	4 20	4 25 59
(010) : [130]	122 36	122 41 20	(111) : [102]	29 4	28 58 9

E. Schnaebele.

F. Stella Starrabba: Primo contributo allo studio delle olivine dell' Etna. Olivina ed olivina hyalosideritica dei Monti Rossi. (Mem. d. Classe di Scienze d. R. Acc. degli. Zelanti. (3.) **9**. 1916/17. 41—65.)

Zusammen mit den losen Kristallen von Magnetit, Augit und Plagioklas finden sich in den Tuffen und Sanden an den Monti Rossi Kriställchen von Olivin von zweierlei Färbung, hellgrün durchsichtig und braungrün und undurchsichtig als Hyalosiderit. Das spezifische Gewicht beträgt von 3,4 bei den lichtgefärbten bis 3,6 bei den letzteren. Von Olivinen aus dem Ätnagebiet liegen bisher nur einige Analysen von v. Lasaulx, Ricciardi und Speciale vor; diejenigen von den Monti Rossi sind bisher noch unbeachtet geblieben.

Die hellen, eisenarmen und die dunklen, hyalosideritischen Kriställchen zeigen einen etwas verschiedenen Kristallhabitus. Bei allen sind die folgenden Formen zu beobachten: n = {110}, s = {120}, K = {021}, T = {010} und gelegentlich d = {101}. Doch sind die eisenärmsten langgestreckt nach der Vertikalachse, die eisenreichen mehr tafelförmig nach {010} entwickelt oder auch langgestreckt nach der Brachyachse mit stark entwickelten {021}. Zwischen beiden steht der Habitus derjenigen mit mittlerer Intensität der Färbung, an denen auch d = {101} und e = {111} auftreten. Die Erscheinungsweise ist allgemein dieselbe wie diejenige der Olivine im Saasbacher Limburgit.

Trotz der teilweise sogar vorzüglichen Ausbildung der gemessenen Kristalle ergaben die Messungen analoger Winkel auch an demselben Olivin eine so unbefriedigende Übereinstimmung, daß das Material für die Lösung der Frage, inwieweit der höhere oder geringere Gehalt der isomorphen Mischung an Fe_2SiO_4 und Mg_2SiO_4 die Form beeinflußt, nicht recht in Betracht kommen kann, zumal da die Differenzen zwischen den analogen Winkeln am Forsterit einerseits und am Fayalit andererseits kleiner sein können als diejenigen, welche der Olivin von den Monti Rossi am gleichen Kristall für die analogen Kanten zeigt. Die Zusammenstellung der Mittelwerte für die eisenärmeren und eisenreicheren Kristalle mit den Winkelwerten für Forsterit und Fayalit läßt immerhin erkennen, daß die Winkel der Mischungen zwischen denjenigen der Komponenten liegen und daß sich darin die hellen Kristalle dem Forsterit, die dunklen dem Fayalit nähern.

An einem künstlich angeschliffenen dunklen Olivin wurden folgende Brechungsexponenten bestimmt, dazu für die Ermittlung von β noch eine gesonderte Reihe von Messungen vorgenommen.

λ	Spektrallinie	α	β	γ	$\gamma - \alpha$	$\gamma - \beta$	$\beta - \alpha$	β
760	—	—	—	—	—	—	—	1,7051
721	A 95 a	1,683	1,706	1,724	0,041	0.018	0,023	1,7061
687	B	1,6844	1,7073	1,7248	0,0404	0,0175	0,0229	1,7074
656	C	1,6861	1,7086	1,7266	0,0405	0,0180	0,0225	1,7087
623	C 50 D	1,6874	1,7098	1,7280	0,0406	0,0182	0,0224	1,7099
589	D	1,6895	1,7125	1,7303	0,0408	0,0178	0,0230	1,7125
535	Tl	1,6927	1,7162	1,7342	0,0415	0,0180	0,0235	1,7165
527	E	1.694	1,717	1,736	0,042	0,019	0,023	1,7175
486	F	1,698	1,721	1,740	0,042	0,019	0,023	1,7218
431	G	—	—	—	—	—	—	1,7296

$2V_{Na} = 82^0\,40'$, a ist negative Mittellinie = b, c = a. Pleochroismus des Hyalosiderits a braungrün, b grünlichbraun, c olivgrün.

Je eine Probe der hellsten (I.) und der dunkelsten Kristalle (II.) wurde analysiert. In letzterer fanden sich deutliche Mengen von Kobalt

und ganz wenig Nickel. Beide waren möglichst von Pyroxen und Magnetit befreit; der Tonerdegehalt dürfte von Glaseinschlüssen herrühren.

	I.	II.
SiO_2	37,97	37,43
TiO_2	0,05	0,57
Al_2O_3	1,01	0,71
Fe_2O_3	5,24	5,82
Cr_2O_3	—	Spur
FeO	14,26	19,34
$(Co, Ni)O$	—	0,11
MnO	0,32	0,64
MgO	40,71	34,43
CaO	0,54	1,00
H_2O	0,34	0,14
	100,44	100,19

In II. ist, wenn $Fe_2O_3 = 5{,}82$ auf $FeO = 5{,}24$ umgerechnet wird, $(Fe, Co, Ni, Mn)_2SiO_4 = 29\%$ und $(Mg, Ca)_2SiO_4 = 71\%$. Bemerkenswert ist in beiden Analysen der hohe Gehalt an Fe_2O_3. Moitessier und Thaddeeff haben den Eisenoxydgehalt in Olivinen durch die Annahme erklärt, daß bei hoher Temperatur eine Oxydation des FeO stattgefunden habe und in der Tat läßt sich eine solche durch Glühen an der Luft herbeiführen, wobei das Mineral nichts von seiner Frische verliert und lediglich rot wird. Verf. bemerkt indessen, daß die eisenoxydreichen Olivine von den Monti Rossi nicht rot, sondern grün oder braungrün sind und erst beim Glühen rot werden, letzteres aber auch dann, wenn es im Kohlensäurestrom geschieht. **Bergeat.**

Minerallagerstätten.

L. von zur Mühlen: Über einen neuentstehenden Magnesitbergbau am Galgenberge bei Zobten in Schlesien. (Zs. prakt. Geol. 1920. 28. 155—158.)

Die tiefsten Teile des Galgenbergs bestehen aus Serpentin, teilweise aus dessen Muttergestein, dem Peridot. Er wird meist von diluvialen Kiesen und einer ca. 0,5 m mächtigen Lößdecke bedeckt. Eine Verwitterungszone, das Rote Gebirge, dessen Entstehung auf kolloide Lösungen zurückzuführen ist, greift taschen-, mulden-, nest- und astförmig in den unterlagernden Serpentin ein. Nickel durchtränkt den unteren Teil des Gesteins und hat auch auf die verkieselte Zone eingewirkt, wie das Vorkommen von schönem Chrysopras beweist. Mit der Entstehung des Roten Gebirges fand gleichzeitig die Ausscheidung von Opal in der verkieselten Zone statt.

Am häufigsten ist jedoch im Roten Gebirge des Galgenbergs, sowie in dem von der Verwitterung verschonten nördlichen Teil und bei der im NW gelegenen Serpentinanhöhe der dichte Magnesit verbreitet. Er

erscheint überall in regellosen, maschenartigen, gangförmigen Spaltenausfüllungen und Trümmern, die sich selten auf weite Strecken verfolgen lassen, großen Schwankungen in der Mächtigkeit unterworfen sind und zahlreiche Abzweigungen und gangförmige Verästelungen aufzuweisen haben. In der Nähe der Gänge ist öfter Chrysotil und Pikrolith zu beobachten; auf den Hohlräumen und Spaltrissen im Magnesit finden sich stellenweise Quarzüberzüge, am Salband gegen das Rote Gebirge Quarz. Als Zersetzungsprodukt des Magnesits tritt der Kerolith auf. Mit zunehmender Tiefe wird der Magnesit fester und dichter und führt weniger Serpentineinschlüsse. Verf. nimmt an, daß sich die leicht löslichen Magnesiaverbindungen des Serpentins in Spaltenräumen oder infolge metasomatischer Verdrängung in den tieferen Lagen des Gesteins ausgeschieden haben, während die schwerlöslichen Nickel-, Eisen- und Kieselsäureverbindungen mehr oberhalb zurückblieben. **M. Henglein.**

E. Kittl: Ein neues Talklager auf der Hohenburg zwischen Oberdorf an der Lamming und Troifach. (Verh. Geol. Staatsanst. Wien. 1919. 160—163.)

Das Talklager ist an den Magnesit gebunden. Der Talk ist rein weiß, feinschuppig bis dicht, gewöhnlich sehr mild. Er kommt außerdem noch in einer härteren dann dichten, durchscheinenden Art vor. Als Einschlüsse finden sich in der milden Varietät Knollen von Magnesit, Dolomit in Rhomboedern mit leicht geätzten Flächen, selten Pyrit oder Limonitpseudomorphosen nach Pyrit. In engem Zusammenhang mit dem Talk treten Rumpfitadern auf. (Siehe auch folgendes Referat.)

M. Henglein.

E. Kittl: Das Magnesitlager Hohenburg zwischen Troifach und Oberdorf an der Lamming. (Verh. Geol. Staatsanst. Wien. 1920. 91—111.)

Der Magnesitkörper bildet einen unregelmäßigen Stock am Nordhang der Hohenburg. Das Nebengestein besteht aus Kalk, Resten von Phyllit, Quarzit und Dolomit, welcher zum Teil dem Magnesit gleichwertig ist was das Alter anbelangt. Es werden nach dem Äußeren drei Dolomittypen unterschieden:

1. Ziemlich feinkörnig, weiß, ohne graphitische Substanz mit zuweilen eingesprengten Rumpfitblättchen; dem Alter nach wenig vom Magnesit verschieden, findet sich auch in beträchtlicher Entfernung vom Magnesit (Analyse 1 und 2).

2. Gangförmiger Dolomit in der Lagerstätte, grobkörnig, grau wie der Pinolitmagnesit, ohne graphitische Substanz; er scheint jünger zu sein als der Magnesit (Pinolit) (Analyse 3 und 4).

3. Grobspätiger, milchweißer Gangdolomit, der in Adern die ganze Lagerstätte begleitet; er gehört einer jüngeren Generation an (Analyse 5).

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO_2	0,63	0,30	0,32	0,84	0,32
Al_2O_3	1,36	1,79	0,26	1,89	—
Fe_2O_3	—	0,10	—	0,09	—
FeO	0,62	1,19	2,20	1,25	1,05
MnO	—	0,59	—	0,06	—
MgO	21,15	19,87	20,32	22,17	22,99
CaO	29,81	29,78	30,47	28,13	28,33
CO_2	46,60	46,66	46,70	45,73	47,19
	100,17	100,28	100,27	100,16	99,88

Übergangsglieder von Dolomit zu Kalk scheinen zu fehlen. Allmähliche Übergänge von Magnesit zu Dolomit sind sehr selten, welche Tatsache K. Redlich als allgemeine Erfahrung für die Magnesitlagerstätten angibt. Es werden die zwei Typen Pinolitmagnesit und kristallinisch-körniger homogener Magnesit unterschieden. Analyse 6 ist die Gesamtanalyse, 6 a die Partialanalyse eines ausgesuchten Magnesitkristallsplitters aus demselben Gestein:

	6.	6 a.	7.	8.	9.
SiO_2	1,88	—	0,27	1,33	4,15
Al_2O_3	4,16	—	2,17	1,19	0,19
Fe_2O_3	0,26	—	0,56	0,30	0,12
FeO	0,65	—	0,44	1,09	1,28
MnO	0,07	—	0,03	0,06	—
MgO	40,17	42,06	43,27	42,78	35,74
CaO	6,30	4,83	2,52	4,03	12,01
CO_2	46,43	—	51,00	49,44	46,22
	99,92		100,26	100,22	99,71

Analyse 7 ist ein Normalpinolit, 8 ein kalkreicherer und 9 ein Verbindungsglied zum Dolomit.

Die Bildung des Pinolites erfolgte aus einer Lösung, die kalkreicher war als die Magnesitkristalle sind. Die Carbonate der Grundmasse stellen den letzten Rest der Lösung dar, aus der Magnesit auskristallisierte. Die anderen Bestandteile der Grundmasse sind wenige Talkschüppchen, kenntlich an der starken Doppelbrechung, optisch negativem Charakter, und ein chloritisches Mineral mit schwacher Doppelbrechung: Rumpfit. Er bildet eine Art filzige Grundmasse. Das spezifische Gewicht eines Stückes mit 42,28 % MgO ist 2,928.

Analyse 10 ist ein weißer, milder Talk aus Stollen IV, wenige Meter von der Oberfläche, 11 von einem dichten, grünlichen Rumpfitschiefer, der als selbständige Kluftausfüllung den Magnesit durchschneidet, 12 ist ein weißer, schwach durchscheinender Talk aus dem Liegenden des braunen Schiefers, 13 die Analyse des braunen Schiefers, der sich von dem Rumpfitschiefer von Arzbach durch weit höheren Eisengehalt unterscheidet. Als Verwitterungsprodukte durch Tageswässer werden längs Klüften noch ständig limonitischer Ton und Kalksinter abgesetzt.

	10.	11.	12.	13.
Dichte	2,727	2,632	2,755	2,729
SiO_2	61,30	29,44	61,06	28,59
Al_2O_3	3,77	16,99	1,43	30,23
Fe_2O_3	—	3,08	0,27	1,97
FeO	0,75	1,64	0,44	5,87
MnO	—	—	Spur	0,02
MgO	29,46	36,44	31,89	20,38
CaO	0,19	0,42	—	0,52
Na_2O	—	—	—	0,41
K_2O	—	—	—	0,45
H_2O bis 110°	0,29	0,33	0,15	0,81
H_2O über 110°	5,15	12,52	4,74	10,88
SO_3	—	—	—	0,26
S	—	—	—	0,08
Cr_2O_3	—	—	—	Spur
	100,91	100,86	99,98	100,47
O statt S	—	—	—	0,04
				100,43

Der braune Schiefer ist in seinem hangendsten Teil ziemlich stark mit Pyrit imprägniert. Die Analyse ist von einem Stück, das mit freiem Auge Pyrit nicht erkennen läßt.

Über das benachbarte Lager Wiesergut werden einige Vergleichsdaten angeführt. Es herrschen danach ungefähr dieselben Verhältnisse vor wie auf der Hohenburg. Es läßt sich die Sukzession ableiten: 1. Magnesit, 2. Pyrit, 3. Talk, Rumpfit, Quarz, Dolomit. In einem körnigen Dolomit wurde ferner in feinen Äderchen Kupferkies, Fahlerz und Malachit beobachtet. Die centimetergroßen gelblichen Barytkristalle sind weit jüngeren Datums. Es werden noch die Analysen von Obertal bei St. Kathrein (Wiesergut) nach C. John und von einem Talk desselben Fundorts nach C. Doelter (Handb. d. Mineralchem. II. p. 361) angeführt.

Was die Genese anbetrifft, so fehlen vor allem die Kriterien, daß ein bestimmtes Gestein früher an Stelle des Magnesites gewesen sein muß. Eine teilweise Lösung an den Gangwänden ging naturgemäß vor sich, doch ist die ganze Lagerstätte nicht als metasomatisch zu bezeichnen. Im Gegensatz zu der Auffassung von Redlich und Leitmeier, nimmt Verf. nicht Dolomit als erstes Bildungsstadium an, aus dem sich Magnesit gebildet hat, sondern es erscheint vielmehr wahrscheinlich, daß sich je nach Konzentration und dem Massenwirkungsgesetz direkt Magnesit und Dolomit gebildet haben.

Der Absatz der Pinolite erfolgte an oder in der Nähe der Grenze von Kalk und Phylliten, wobei eine Beeinflussung durch Kalk und Phyllit nachweisbar ist; er folgte offenen Spalten und Hohlräumen. Für einen Großteil der Magnesite (körniger Typus) ist die echte Gangnatur festgestellt.

Der Rumpfitschiefer ist eine tektonische Fazies des normalen, gangförmigen Rumpfites. Eine geringe Menge des Talkes bildete sich gleichzeitig mit dem Pinolit als Grundmassebestandteil, also als hydrothermale Bildung; die Hauptmenge des Talkes entstand unter denselben Verhältnissen wie der körnige Magnesit und gehört wohl auch einer thermalen Phase an. Als eine Umsetzung dieses Talkes I ist Talk II anzusehen, wobei nicht einmal eine Auflösung, sondern nur eine Ortsveränderung, wie sie Wässer in Lettenklüften erzeugen, stattgefunden haben muß.

M. Henglein.

F. H. Ascher: Der kristallinische Magnesit bei St. Martin a. d. Salza, am Fuße des Grimming in Steiermark. (Zs. prakt. Geol. 1919. 66—69.)

Der Magnesit ist von bester Qualität; die streichende Länge des Lagers beträgt genau 1130 m. Die geringste Mächtigkeit ist 12,1 m und die größte 66 m. Analysen aus dem Laboratorium von John F. W. Bengough in Wien ergaben:

	I.	II.
SiO_2	1,83	2,30
FeO	3,65	3,60
Al_2O_3	0,16	0,50
MgO	41,85	43,59
CaO	3,45	1,13
CO_2	49,02	48,84
	99,96	99,96

Aus dem Laboratorium von Prof. Seeger und Crammer stammende Analysen:

	Probe vom Felsvorsprung	Probe II vom Steinbruch	Probe II u. III vom Schurf	Probe vom östlichen Schurf	Allgem. Durchschn.-Probe von 10 versch. Anbrüchen
Glühverlust	47,33	48,02	47,82	47,06	48,03
SiO_2	5,38	3,47	2,50	4,27	5,33
Al_2O_3	0,87	2,76	2,62	0,78	0,59
Fe_2O_3	3,18	3,78	2,47	2,91	3,31
CaO	0,78	3,73	8,00	3,00	0,69
MgO	42,40	38,52	36,55	42,01	41,77
MnO	ger. M.	ger. M.	ger. M.	ger. M.	ger. M.
	93,95	100,28	99,96	100,03	99,77

Nach Redlich (Zs. prakt. Geol. 1909. p. 102) erreicht der Magnesit wegen seines hohen Kalkgehaltes nicht die vom gebrannten Magnesit verlangten Eigenschaften. Den Kalkgehalt gibt Redlich auf 2—3 % an, auch nicht höher wie in obigen Analysen. Betreffs der Verwendung gehen also die Ansichten trotz desselben chemischen Befundes auseinander.

M. Henglein.

H. Mohr: Der Veitscher Magnesittypus im Ural (Montanistische Rundschau. 1919. 11. 3—5.)

Am Berge Boltscheja, 4 km vom Werk auf der Straße nach Berdjausch im Kreise Slatoust findet sich ein Magnesit, der eine geradezu verblüffende Ähnlichkeit mit unserem alpinen Typus „Veitsch" erkennen läßt. Der Fundpunkt wird nach der Fabrik Satka genannt. Einige Stücke zeigen ausgeprägte Bänderung, die durch zonenweisen Wechsel der Kristallgröße der Magnesitindividuen erzeugt wird; auch grobspätige Individuen sind vertreten, sowie Rosettenbildungen. Eine andere Art des Vorkommens rein weißen Dolomitspates sind Gänge und Adern, welche einen grauen bis bläulichgrauen, schwach kristallinischen Dolomit durchsetzen, der als Muttergestein des Magnesits anzusprechen ist. Der Dolomit ist gewissermaßen metasomatisch korrodiert und die Stücke stehen in nichts den von K. A. Redlich von Veitsch beschriebenen nach. Talk scheint nicht vorhanden zu sein, wohl aber der auch von den alpinen Lagerstätten her bekannte Rumpfit.

Die Serie, welche die Dolomite mit den Magnesitlagerstätten birgt, setzt sich zusammen aus tonigen Kalkschiefern mit phyllitischen Zwischenlagen, grauen, dichten Quarziten und Grünschiefern mit Übergängen zu noch ganz gut erhaltenen Diabasen, welche äußerst seltene porphyrische Einsprenglinge eines Feldspats erkennen lassen. Auch der Serpentin tritt als Begleiter dieser basischen Eruptiva auf.

Es ist zum erstenmal die Vertretung des Veitscher Typus in einer außeralpin-karpathischen Region mit Sicherheit nachgewiesen. Die Magnesitproduktion von Satka hat einen beträchtlichen Aufschwung genommen und Rußland steht nach Österreich-Ungarn und Griechenland an dritter Stelle der Magnesit produzierenden Länder.

Die aus der älteren Literatur bekannten uralischen Magnesitvorkommen von Ssurjunsak, der Teptjarskischen Datscha im Gouvernement Orenburg und die im Gouvernement Ufa werden besprochen, ebenso der Unterschied zwischen Spat- und Gelmagnesit.

M. Henglein.

W. Petrascheck: Die Magnesite von Kalifornien und Nevada. (Montanist. Rundschau. 1920. 344—345.)

Die Magnesitgänge treten in Kalifornien und Nevada in Olivingesteinen auf; in Kern Co. in der Nähe von Bissel an der Atchison Topeca- und Santa Fé-Eisenbahn befindet sich auch ein sedimentäres Magnesitlager, wechsellagernd mit Ton- und Mergelschichten in steiler und gestörter Lagerung. Das reinweiße Mineral ist feinkörnig und ähnlich den amorphen in den Olivingesteinen vorkommenden Magnesiten. Der Magnesit ist den österreichischen nicht gleichwertig und bildet keine Konkurrenz.

M. Henglein.

Dolman, C. D.: Die Geologie des Magnesits, die aus demselben hergestellten Produkte und ihre Anwendung. (Bull. Amer. Inst. Mining Engineers. 1919. 1193—1202.) [Ref. Chem. C.Bl. **91**. 1920. I. 7.]

Glatzel, Emanuel: Über einen kristallinischen Normaldolomit von der Kneifelspitze bei Berchtesgaden in Bayern. (C.Bl. f. Min. etc. 1919. 289.)

Faucon und Animat: Über die bathonischen Dolomite von Mourèze (Hérault). (Bull. Soc. Chem. de France. **25**, **26**. 507—09. 1919.)

— Über die dichten Dolomite von Saint-Barthélémy (Hérault). (Ebenda. 509—11.)

— Über die devonischen Dolomite von Villeneuvette (Hérault). (Ebenda. 511—12. — Chem. C.Bl. 1920. I. 246.)

Adolf, M., M. Pulfrich und G. Linck: Über die Darstellung des Dolomits und die Dolomite des Röt in der Umgebung von Jena. (C.Bl. f. Min. etc. 1921. No. 18. 545—558.)

Kalkowsky, Ernst: Mikroskopischer Cölestin im Röt von Jena als geologische Erscheinung. (Zs. D. Geol. Ges. **73**. 1921. 1—23.)

R. Kettner: Zur Stellung der Přibramer „Dürrerze". (Bergbau u. Hütte. 1918. 403.)

Verf. knüpft an die Arbeiten von A. Hofmann und F. Slavík, wonach die Dürrerze mit den symmetrischen Bleierzgängen als gleichzeitige Gebilde aufzufassen sind und nur eine tiefere Lage einnehmen, seine Beobachtungen an. Er hält im ganzen Birkenberger Berglandgebiet die Dürrerze für jünger als die symmetrischen Gänge; sie bilden eine selbständige Gangformation. Die Dürrerze beschränken sich nicht nur auf die tieferen Horizonte des Přibramer Bergbaus, sondern reichen bis an die Oberfläche empor. Der Bleiglanz nimmt nach der Tiefe ab; doch ändert sich die symmetrische Struktur der symmetrischen sulfidischen Gänge gegen die Tiefe nicht besonders. Nur in der Vertretung der einzelnen Mineralien in der Zusammensetzung der Gänge äußert sich die Änderung in der Weise, daß der Spateisenstein mit der Tiefe zunimmt. Dadurch wäre ein Übergang der symmetrischen Gänge der Silber—Blei—Zinkerz-Gruppe zu den Eisensteingängen geschaffen.

Die Přibramer Erzgänge gehören im ganzen zu den sog. apomagmatischen Erzlagerstätten, d. i. zu solchen, die sich aus thermalen Lösungen am weitesten entfernt vom magmatischen Herd abgesetzt haben. Die symmetrischen sulfidischen Gänge und die Dürrerze haben dieselbe Entfernung vom magmatischen Herd erreicht. Da aber die Dürrerze, die symmetrischen Gänge durchsetzend, jünger sind als die letztgenannten, so ist notwendigerweise anzunehmen, daß die Dürrerze sich aus kühleren Quellen abgesetzt haben als die Gänge der Silber—Blei—Zinkerz-Formation.

Spalten, die vielleicht noch nach dem Absatz der Dürrerze zustande gekommen sind, pflegen von tauber Füllung, meist von Quarz, Kalkspat oder Dolomit ausgeheilt zu werden.

Während 1884 81,33 % Bleierze und 18,67 % Dürrerze gefördert wurden, war 1909 das Verhältnis gerade umgekehrt; 1916 fand jedoch Verf. in mehr als 1100 m Tiefe eine 1 m mächtige Partie eines reinen stengeligen Bleiglanzes, der von einem $1\frac{1}{2}$ dm mächtigen Dürrerzgang quer durchsetzt wurde. Die Aufschlüsse des Bergbaus haben somit die Annahme Hofmann's betr. Gleichaltrigkeit der Erze hinfällig gemacht.

M. Henglein.

E. S. Bastin and **F. B. Laney**: The genesis of the ores at Tonopah, Nevada. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. **104**. 1918. 50 p. 16 Taf. 22 Fig.)

Über den geologischen Aufbau des Gebiets und die einzelnen Lagerstätten vgl. die neue Arbeit von J. E. Spurr: Econ. Geol. 1915. 713—769 [Ref. dies. Jahrb. 1921. II. -162-]. Die vorliegende Arbeit bringt die Ergebnisse eingehender mikroskopischer Untersuchungen der Erze und Nebengesteine, vor allem im auffallenden Licht. Verf. nehmen zwei aszendente Vererzungsepochen an, wobei die der zweiten Epoche angehörigen Erze z. T. die der ersten zementativ verdrängten und auch stärkere Verdrängungen im Nebengestein bewirkten. Mineralien der ersten aszendenten Phase sind: Zinkblende, Bleiglanz, Kupferkies, Pyrit, Arsenkies, Rotgültigerz, Argyrodit (?), Polybasit, Stephanit (?), Elektrum, ged. Selen, Silberglanz, Quarz, Carbonate. Mineralien der zweiten aszendenten Phase sind: Polybasit, Silberglanz, unbekanntes Pb-Ag-Sulfid, Kupferkies, Elektrum, Carbonate. Alle diese von den Verf. als aszendent aufgefaßten Mineralien wurden im Bereich der Oberflächenwässer weitgehend verändert. Es sind mehrere deszendente Umbildungsphasen zu unterscheiden, auch ist der Charakter der sekundären Erze etc. ein anderer, je nachdem sie sich auf den Gängen selbst, als Rückstandsprodukt bei der Oxydation und als Drusenmineralien in der Oxydationszone gebildet haben, oder ob sie Verdrängungen des Nebengesteins im Bereich der sekundären Teufenzonen darstellen. Die sekundären Bereiche der ersten Art führen folgende Mineralien: ged. Gold, ged. Silber, Pyrit, Kupferkies, Silberglanz, Polybasit, Rotgültigerz, Silberhaloide, Quarz, amorphe SiO_2-, Fe- und Mn-Oxyde, Kalkspat, Malachit, Kieselzinkerz, Kaolin, Dahllit, Schwerspat, Gips, Epsomit. Von deszendenten Verdrängungsmineralien wurden folgende beobachtet: Verdrängung von Kupferkies durch Buntkupfer + Kupferindig + Silberglanz; Verdrängung von Zinkblende und Bleiglanz durch Kupferindig + Silberglanz; ged. Silber.

Die Altersfolgen, Verdrängungsphasen und die Gründe für die Zurechnung vieler sonst von vielen Forschern unbedingt als deszendent aufgefaßter reicher Erze zur aszendenten Phase werden durch zahlreiche ausgezeichnete Mikrophotographien und Zeichnungen von polierten Anschliffen erläutert. Es scheint auch aus dieser sorgfältigen Arbeit wieder hervorzugehen, daß bestimmte Erzmineralien an und für sich nicht aus-

schließlich als Leiterze für die deszendente Zementationszone vorzukommen brauchen, sondern daß erst die Paragenesis und vor allem die charakteristische mikroskopische Verdrängungsstruktur Anhaltspunkte zur Erkennung deszendenter Erze geben kann. Beides ist freilich ohne die Verwendung chalkographischer Methoden nicht möglich.

H. Schneiderhöhn.

Meteoriten.

Merrill, George P.: Handbook and descriptive catalogue of the Meteorite Collections in the United States National Museum (Smithsonian Institution. U. S. National Museum. Bull. **94**. 205 p. Mit 41 Taf. Washington 1916. — Centralbl. f. Min. etc. 1922. 96.)

John C. H. Mingaye: Über ein Meteoreisen, gefunden bei Yenberrie, Nordaustralien. (Journ. Washington Acad. of Sci. **10**. 314—16. 1920.) [Ref. von Bister im Chem. C.Bl. 1920. III. 439.]

Von dem ca. 132 kg schweren Meteoreisen sind drei Analysen gemacht worden. In dem metallischen Anteil fällt ein spurenweiser Gehalt an Pt auf. Metallische Stücke eines dunklen Kerns im Innern waren mit einer schwarzen, spröden Hülle bedeckt, die eine Mischung von Sulfiden, Phosphiden, Oxydationsprodukten und C darstellt. Die Analysen des dritten, außerordentlich brüchigen und magnetischen Anteils erweist denselben als hauptsächlich aus Schreibersit und Magnetit bestehend. **R. Brauns.**

F. Heide: Die Meteoritensammlung der Technischen Hochschule zu Braunschweig. (Jahresber. des Vereins f. Naturw. zu Braunschweig. 1919.)

Die Zahl der Fallorte beträgt 25, die Stückzahl 58, das Gesamtgewicht 27 460 g, darunter ein Eisen aus Deutsch-Südwestafrika im Gewicht von 26 400 g; nichts besonders Bemerkenswertes. **R. Brauns.**

F. Heide: Sachsens Meteoriten. (Natur u. Kultur. 10. Jahrg. Heft 18.)

Kurze Übersicht über die aus Sachsen bekannt gewordenen Meteoriten, von denen der Siderophyr von Rittersgrün der hervorragendste ist, den Breithaupt vor dem Schicksal des Bitburger Eisens bewahrt und für Freiberg erworben hat. **R. Brauns.**

Carl Benedicks: Über natürliches und synthetisches Meteoreisen und seine Elektrizitätsleitung. (Internat. Zs. f. Metallogr. **9**. 105—14.) [Ref. von Groschuff im Chem. C.Bl. 1918. II. 145.]

Mittels der Gallander'schen Methode bestimmte Verf. den elektrischen Widerstand einiger Meteoreisen mit 5,3—9.9 % Ni. Der Widerstand nimmt im allgemeinen mit dem Ni-Gehalt zu. Er ist bei konstantem Ni-Gehalt um so geringer, je gröber die Struktur des Meteoreisens, die Lamellendicke des Kamazits ist (die aber doch auch von dem Ni-Gehalt abhängt). Das vom Verf. 1910 synthetisch hergestellte (Int. Kongr. Bergbau, Düsseldorf 1910, Ber. f. theor. Hüttenwesen, p. 3) Meteoreisen mit 11,7 % Ni schließt sich auch hinsichtlich des elektrischen Widerstandes an die untersuchten natürlichen Meteoreisen von höherem Ni-Gehalt (N'Goureyma, Muonionalusta) nahe an. Bei geringerem Ni-Gehalt ist eine sehr langsame Abkühlung erforderlich, um denselben geringen Widerstand wie bei dem Meteoreisen z. B. Mount Joy zu erhalten. **R. Brauns.**

Ruer, Rudolf und J. Biren: Über die Löslichkeit des Graphites in geschmolzenem Eisen. (Zs. anorg. Ch. **113**. 98. 1920. — Chem. C.Bl. 1921. I. 170.)

Ir. N. Wing Easton: The Billitonites. (An attempt to unravel the tektite puzzle.) (Verh. der Kon. Akad. van Wetensch. te Amsterdam, Tweede Sectie. Deel XXII. No. 2. 1921. 1—32. Mit 2 Taf.)

Verf. gibt zunächst in gedrängter Form eine Übersicht unseres heutigen Wissens von den Tektiten (Kosmolithen, Obsidianiten), d. h. von deren geographischen und geologischen Vorkommnissen und allgemeinen Eigenschaften und beleuchtet dann kritisch die vorgebrachten Ansichten über deren Herkunft. Er kommt dabei zu dem Ergebnis, daß keine dieser Ansichten annehmbar erscheint.

Der zweite Abschnitt behandelt ziemlich ausführlich die Morphologie der Billitonite, zu deren Beschreibung ihm ein prachtvolles Studienmaterial zu Diensten stand, und welche mit Hilfe von 2 Tafeln mit 42 charakteristischen Photos dem Leser verdeutlicht wird. Seine Darstellung schließt sich zwar im großen ganzen derjenigen Krause's an (P. G. Krause, Obsidianbomben aus Niederländisch-Indien. Samml. des geol. Reichsmuseums in Leiden. Ser. I. **5**. 1898), weicht aber doch in mehreren wichtigen Punkten erheblich ab.

Ausgehend von der wohl unbestrittenen Meinung, daß, wiewohl die verschiedenen Tektitgruppen (Queenstownite, Moldavite, Amerikanite, Australite, Billitonite) sich in mancherlei Hinsicht voneinander unterscheiden, dennoch jede vergleichende Untersuchung zu dem Resultate führen muß, daß sie einer einzigen großen Familie angehören und auf ähnliche Weise entstanden sein müssen, betont Verf., daß es nicht nur unzulässig ist, eine genetische Hypothese aufzustellen, welche sich auf bloß eine Gruppe mit

Ausschluß der anderen bezieht, sondern daß die richtige Hypothese auch imstande sein muß, alle die Verschiedenheiten der Tektitgruppen zu erklären.

Seine neue Hypothese geht dann darauf hinaus, daß die Tektite entstanden sind aus Gele, welche zunächst ausgetrocknet und zuletzt in Glas umgewandelt sind. Er nimmt an, daß unter besonderen klimatologischen Verhältnissen ein mit Alkalien nur teilweise gesättigtes Humussol entstand, welches auf verwitterte, saure, massige Gesteine (Granite und dergl.) oder auf annähernd ähnlich zusammengesetzte Gneise, resp. kristalline Schiefer, auch wohl auf Arkosen einwirkte, wobei namentlich die Si-, Al- und Fe-Verbindungen in Bewegung gesetzt wurden, deren Sole mit dem als Schutzkolloid fungierenden Humussol abfließen und an geeigneten Stellen stagnieren konnten.

Diese Humussol-Produktion fand aber nur während einiger Monate statt; in den übrigen konnte die Kolloidflüssigkeit sich konzentrieren, koagulieren und z. T. eintrocknen. Im nächsten Jahre kam neuer Zufluß und, in Anbetracht der Reversibilität der Kieselgele, trat nebenbei Quellung des schon vorhandenen Gels ein. Das dauerte so lange bis an dieser Stelle aus irgend welchen Gründen keine neue Sole einlief, und dann konnte der Austrocknungsprozeß zu Ende geführt werden, welcher in den letzten Stadien von einer Entstehung von Sprüngen (nach Art der perlitischen) begleitet wurde. Diese beschleunigten einerseits die Austrocknung, verursachten aber einen Zerfall der schon teilweise verglasten Masse in ein Nest von kleineren Körpern: die jetzigen Tektite.

Zum Schluß werden dann die Eigentümlichkeiten betreffs Vorkommen, Gestalt, Skulptur, Zusammensetzung und physikalischen Eigenschaften der Tektite mit Hilfe dieser Hypothese erläutert. **Easton.**

Geologie.

Petrographie.

Eruptivgesteine.

Barrell, J.: Relations of Subjacent Igneous Invasion to Regional Metamorphism. (Amer. Journ. of Sc. [5.] **1**. 1921. 1—19, 174—186, 255—267.)

Pirsson, L. V.: The Classification of Igneous Rocks. A Study for Students. (Amer. Journ. of Sc. [5.] **2**. 1921. 265—284.)

Bowen, N. L.: Diffusion in silicate melts. (Journ. Geol. **29**. 295—317. 1921.)

Holmquist, P. J.: Typen und Nomenklatur der Adergesteine. (Geol. För. Förh. **43**. 612—631. 1922. Mit 10 Textfig.)

J. J. Sederholm: On synantetic minerals and related phenomena. (Bull. Comm. géol. Finlande. **48**. Helsingfors 1916. 143 p. 8 Taf.)

Die Arbeit gibt eine sehr sorgfältige und vollständige Zusammenstellung eigener und fremder Beobachtungen über die aus Eruptivgesteinen als Reaktionssäume, Kelyphit, Myrmekit u. ä. bekannten Erscheinungen, soweit sie auf dem stetigen Zusammenauftreten zweier bestimmter Mineralkomponenten beruhen; sie werden als „Synantetische Mineralien“ (von *συναντάω*, zusammentreffen) bezeichnet; die Art ihrer Verwachsungen, soweit sie sekundärer Entstehung sind, wird „symplektitische Struktur“ genannt. Als solche werden ausführlich beschrieben und z. T. abgebildet:

1. Aus basischen Gesteinen (meist Diabas und Gabbro): Bildung von Biotit am Kontakt von Plagioklas und Erz, ferner zwischen Hypersthen oder Diallag und Plagioklas, von Hornblende um Erze; von grüner Hornblende zwischen Olivin und Plagioklas; die Bildung von „Coronas“ aus Pyroxen, Hornblende, Granat, Spinell u. a. um Olivin, Bronzit, Hypersthen, mit ausführlichen historischen Angaben über das Problem und eigenen Beobachtungen an fennoskandischen Gesteinen; myrmekitähnliche Verwachsungen von Plagioklas mit Hornblende in der

Umgebung von Olivin, Hypersthen oder Biotit; Kelyphitzonen um Granat in Gabbros, Eklogiten, Serpentinen, Leptyniten u. a.

II. Symplektite in kalkspatführenden Gesteinen: Dolomit + Kalkspat; Chondrodit + Kalkspat; Epidot + Quarz; sowie um Hornblende; Skapolith + Quarz.

III. In Gesteinen mit Kalifeldspat: besonders Myrmekit, dem eine sehr ausführliche Literaturübersicht gewidmet ist; eigene Beobachtungen des Verf.'s beziehen sich auf Rapakiwigranite und schwach metamorphe jungarchäische Granite; ferner auf myrmekitähnlichen Biotitquarz- und Orthoklassodalithsymplektite u. a. Von dem eigentliche Myrmekit wird unterschieden eine gleich zusammengesetzte myrmekitähnliche Verwachsung als „Plagioklasmikropegmatit" und als Rekristallisationsprodukt von Plagioklas gedeutet. Der „Myrmekitperthit" Geijer's ist eine Verwachsung von vorherrschendem Plagioklas mit wurmförmigem Orthoklas (nach dem Verf. besser „Myrmekitantiperthit").

Der eigentliche Myrmekit ist ein kristalloblastisches Verdrängungsprodukt von Kalifeldspat, also im strengsten Sinne des Wortes nicht „primär". Dabei ist anscheinend immer ein „Kern" von Plagioklas vorhanden. Der Myrmekitsaum kann da fehlen, wo Plagioklas ganz von Kalifeldspat umschlossen ist; das deutet auf Entstehen an Oberflächen, wo flüssige oder gasförmige Substanzen leichter angreifen konnten.

Das Material, das den Myrmekit lieferte, stammt jedenfalls nicht aus dem Kalifeldspat (Schwantke). Auch die Becke'sche Annahme reicht nicht für alle Fälle aus. Der Quarz ist z. T. später als der Plagioklas kristallisiert und hat ihn korrodiert.

Die Bildung des Myrmekit fand wohl in den meisten Fällen statt vor der völligen Verfestigung des Magmas aus zirkulierenden Lösungen oder Gasen. Solche in unmittelbarer Fortsetzung des Verfestigungsvorgangs eines Magmas gebildeten metasomatischen Umwandlungen werden im Gegensatz zu den späteren, von diesem Vorgang unabhängigen sekundären Umwandlungen als deuterisch bezeichnet. Myrmekit kann aber auch durch späteren Metamorphismus entstehen, da wahrscheinlich am Ende einer Verfestigungsphase einer Gesteinsmasse ähnliche Bedingungen herrschen konnten, wie beim Beginn einer neuen Phase plutonischer Tätigkeit. Sehr starke Metamorphose zerstört ihn. Die Bildungsmöglichkeiten sind jedenfalls mannigfach und sehr kompliziert. Das Studium dieser „in Stein geschriebenen chemischen Formeln" ist auch für die Erkenntnis metamorpher Prozesse wichtig.

O. H. Erdmannsdörffer.

R. Sokol: Über die stoffliche Inhomogenität des Magma im Erdinnern. Ein Beitrag zur Klassifikation der Gesteine. (Verh. Böhm. Akad. Prag. **25**. No. 27, II. Kl. 1—49. 1917; Chemie d. Erde. **1**. 407—420. 1919.)

Verf. diskutiert die Gründe für die Homogenitätshypothese des Urmagmas.

Rosenbusch schließt auf Homogenität des Stammagma aus der Tatsache, daß die Mittelung seiner „Zahl“ (= Anzahl der Grammole der acht vorwiegenden Oxyde auf 10 kg wasserfreie Substanz) für alle Gesteine 152 ergibt und daß die Metallatomzahl (= Anzahl der Metallgrammatome auf 10 kg wasserfreie Substanz) sich stets dem Werte 184 stark annähert. Die „Zahl“ wird 124, wenn die 8 Hauptoxyde im Verhältnis ihrer Molekulargewichte gemischt vorliegen, 145, wenn die 8 Hauptoxyde zu je 12,5 % vorhanden sind und 167, wenn das Gestein lediglich aus SiO_2 besteht. Die so gezogenen Grenzen sind nach Sokol durchaus willkürlich. In Wirklichkeit werden sie durch reines MgO (Zahl = 250) und reines Fe_2O_3 (Zahl = 162) bestimmt. Der Durchschnitt 152 ist lediglich durch das Vorherrschen des SiO_2 in den meisten Gesteinen bedingt. Die von Rosenbusch angenommene Konstanz der M.A.Z. ist überhaupt kein Gesetz. Man kann höchstens von einem breiten Intervall sprechen, in dem sich die M.A.Z. bewegen. Die Durchschnitts-„Zahl“ und Durchschnitts-„Metallatomzahl“ läßt Folgerungen auf das Stammagma nicht zu, weil bei der Mittelung über die einzelnen Gesteine die Mengen, in denen dieselben vorhanden sind, nicht berücksichtigt werden und nicht berücksichtigt werden können. Die Rechnung, in der Rosenbusch das Atomgewicht g eines Stoffes aufsucht, von dem 184 Grammatome dasselbe Gewicht haben wie die in der Gewichtseinheit vorhandenen Metallgrammatome eines Gesteines, ist falsch. Rosenbusch substituiert Metallatomprozente statt der M.A.Z. Er erhält so $g = 16$ statt des richtigen $g = 29$. Die von Rosenbusch aus der Konstanz der M.Z. und M.A.Z. gezogenen Folgerungen: steigender Gehalt von K_2O gegenüber Na_2O, wenn CaO zunimmt, usw. werden durchaus nicht allgemein beobachtet. In einzelnen Fällen kommt gegenteiliges Verhalten vor.

Sokol kommt zu dem Schluß, daß M.Z. und M.A.Z. für die Spekulation und Klassifikation wertlos sind. Als Tatsachen bleiben bestehen: 1. die meisten Analysen zeigen einen Überschuß an SiO_2 über das bunte Durcheinander der übrigen Oxyde; 2. die Menge von Al + Fe sucht mindestens Gleichgewicht zu halten mit der Menge von K + Na + Ca; 3. wenn viel K + Na vorhanden ist, ist Na im Überschuß; 4. wenn sich Na + K vermindern, nimmt Mg zu; 5. es besteht ein Antagonismus zwischen Mg und Al und zwischen Mg und Si. Homogenität der Urmaterie kann aus diesen Sätzen wohl nicht gefolgert werden.

Der Loewinson-Lessing'sche Aciditätskoeffizient α ist gleich dem reziproken Sauerstoffquotienten von Justus Roth, also das Verhältnis des Sauerstoffs in SiO_2 zum Sauerstoff sämtlicher Basen. Denselben Dienst wie α würde die M.A.Z. von Si oder die Z. von SiO_2 leisten. Die Gesteine lassen sich zwar mit wachsendem α in eine einzige Reihe ordnen, aber verwandte Eruptive kommen dabei in verschiedene Hauptgruppen.

Auch der Osann'sche Kieselsäurekoeffizient k ist nicht eindeutig. Er ergibt nicht das Verhältnis der freien Kieselsäure zur gebundenen, wie sich leicht erkennen läßt, wenn man Nephelin- und Leucitgesteine

berechnet. Verf. schlägt statt der genannten charakteristischen Zahlen die Zahl γ = dem Verhältnis der Anzahl der Sauerstoffatome zu der Anzahl der Metallatome vor. γ wird für SiO_2 50 %, für reines $\ddot{R}_2O_3$ 66,7, für $\ddot{R}O$ 100, für $\check{R}_2O$ 200 %. Homogenität der Metallatombathosphäre müßte nach dem Verf. γ konstant werden lassen, was jedoch nicht der Fall ist.

Das eingehend diskutierte geologische Bild läßt die Frage offen. Am wahrscheinlichsten ist eine chemisch begründete Verschiedenheit der aufeinanderfolgenden Zonen der flüssigen Erdschicht, die ihre Struktur der Wechselwirkung mit dem gasförmigen Kern verdankt, also keine Magmendifferenzierung im Sinne anderer Autoren durchzumachen braucht. Die so entstandene vertikale chemische Inhomogenität kann dann durch Überschiebungen zu großzügigen horizontalen Inhomogenitäten führen. Die weitverbreitete pazifische, an leichten Elementen reichere Gesteinsprovinz ist an Geosynklinalen gefalteter Kettengebirge gebunden, innerhalb welcher vermutlich nur obere Schichten des Magmas heraufgepreßt werden. Die atlantische Gesteinssippe hängt mit vermutlich sehr tiefgehenden vertikalen Dislokationen zusammen. Schließlich beweist Verf., daß die mineralische Zusammensetzung der Gesteine keinen eindeutigen Schluß auf die chemische Zusammensetzung ihres Stammagma erlaubt, da der Gesteinscharakter nach seiner Ansicht in erster Linie durch die physikalischen Umstände bedingt wird. Die qualitativen, der Homogenitätshypothese entspringenden petrographischen Systeme sollen demzufolge den quantitativen Platz machen, zu denen Loewinson-Lessing, Osann, Cross etc. die erste Grundlage gelegt haben. Die bildliche Darstellung Osann's, die von der mineralogischen Anschauungsweise der Kerntheorie ausgeht, muß bei dieser Forschung durch einfachere, allgemeinere ersetzt werden. Verf. gewinnt einen Überblick über die Gesteine, indem er in einem ebenen, rechtwinkeligen Koordinatensystem auf der Abszisse die γ-Werte, auf der Ordinate die 8 M.A.Z. eines Gesteins in der Reihenfolge Al, $\ddot{F}e$, $\ddot{F}e$, Mg, Ca, Na, K, Si aufträgt. **R. Groß.**

W. N. Benson: Die Entstehung des Serpentins, historisch-vergleichende Studien. (Am. J. Sci. (4.) **46**. 1918. 693—731.)

Die vorliegende Untersuchung beschäftigt sich zunächst mit den bisherigen Anschauungen über die Genesis der Serpentine; für die petrographischen Einzelheiten siehe Arbeiten von Bonney (1908) und Lacroix (1903), für die chemischen Beziehungen Studien von Leitmeier (1913), Bibliographisches bei Pratt und Lewis (Geol. Surv. of N. Carol. Mem. No. 1).

Ältere Autoren (bis 1899) — mit Ausnahme Daubrée's — hatten die Entstehung der Serpentine durch Wirkung meteorischen Wassers erklären wollen, so auch neuerdings Crosby (Journ. Geol. 1894. **22**. 582—593) und Julien (Ann. N. Y. Acad. Sc. **24**. 1914. 23—28), der die Serpentinisierung in drei Stufen gliedert:

1. Zersetzung unter Bildung kolloidalen Deweylits, Sepiolits, Magnesiumhydroxyd, Eisenhydroxyd etc.
2. Umwandlung unter Bildung von Talk, Antigorit, dichtem Deweylit, Limonit, Turgilit, Hämatit etc.
3. Zerfall unter Bildung kristalliner Produkte in der tiefsten Zone: mit Periklas, Magnesit, Dolomit, Siderit, Breunnerit, regeneriertem Olivin, Specularit, Magnetit etc.

Das Vorkommen kristallisierten Antigorits als primäre Bildung erwähnt Weinschenk (Habilit.-Schr. München 1891); er schließt daraus, daß auch ein sekundärer Antigorit nicht durch Wirkung von Oberflächenwässern entstanden sei, sondern aus magmatischen Lösungen unter hohem Druck. So fand auch Verf. an serpentinisierten Peridotiten vom St. Gotthard-Tunnel, der Gigestafel bei Andermatt und vom Geißpfad am Simplon in großer Tiefe Wassergehalte, die nicht auf oberflächliche Tagewässer zurückzuführen sind. Aus ähnlichen Beobachtungen von Südindien und den Appalachen schließt Merrill (Geol. Mag. 1899. 354—358), daß die Einwirkung von Oberflächenwasser auf Peridotite überschätzt wurde, und daß vielmehr die Serpentinbildung ein Vorgang in der Tiefe sei.

Es ist nach Ansicht des Verf.'s unwahrscheinlich, daß Diffusionswasser aus den intrudierten Gesteinen die Serpentinbildung eingeleitet hätten. Van Hise (U. S. Geol. Surv. Mon. 47. 1904) nimmt dagegen an, daß speziell die bei der Silifizierungs-Metamorphose von Carbonatgesteinen entstehenden kohlensäurereichen aszendenten Wässer intensiv zersetzend wirken könnten; er mißt den eigentlichen magmatischen Wässern dagegen wenig Bedeutung bei. Grubenmann schließt sich dem insofern an, als auch er in der obersten Zone der Metamorphosen die Bildung von Antigorit-Serpentin und Talk-Carbonatschiefern durch aszendente Lösungen annimmt, während er die faserigen Serpentine als Verwitterungsprodukte ansieht. Die Darlegungen von Beck, Delaunay, Lindgren, Richard, Vogt u. a. im Pošepny-Gedenkbuch weisen aber nachdrücklich auf die größere Beteiligung magmatischer Lösungen an der Serpentinbildung hin. Holland (Geol. Mag. 1899. **30**. 540; Mem. Geol. Surv. of India. 1899. 133) will gefunden haben, daß nur diejenigen Peridotite, die sich in geosynklinaler Lagerung befinden, eine vollständige Serpentinisierung erfahren hätten, daß aber solche in antiklinalen Gebieten, wie etwa im Kontinentalmassiv der indischen Halbinsel, fast ganz anhydrisch geblieben sind. Diese Anschauung stimmt auch für die ultrabasischen Gesteine der Vereinigten Staaten sowie mehrerer anderer Peridotitvorkommnisse, nicht aber wird sie im Kontinentalblock des westlichen Australiens bestätigt. Ähnliche Zusammenhänge zwischen Meerestransgressionen und Serpentinisierung vermutet übrigens Steinmann (Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg. **16**. 1905. 59). — Verf. ist demgegenüber durchaus der Meinung, daß magmatische Wässer die Serpentinisierung bewirkt hätten, da diese mit Kohlendioxyd und Kieselsäure reich beladen sind, von denen besonders das erstere auf Olivin stark lösend einwirkt. So hebt Holland die Verknüpfung indischer Magnesiagesteine mit Quarzadern, die an Kohlensäure-Einschlüssen reich sind, aus-

drücklich hervor. Auch experimentell ist die Wirkung der Kohlensäure auf Magnesiagesteine sichergestellt, und zwar durch Versuche von Müller und Leitmeier, welche vor allem das Vorkommen von Opal im Serpentin zu erklären vermögen. Die Bildung von Talk-Carbonatgesteinen erfolgte erst nach Vollendung der Serpentinisierung, wie dies Schrauf an böhmischen Magnesitgesteinen nachwies, in denen Chalcedon und Opal auftreten. Weinschenk erwähnt die Bildung von Breunnerit mit Kalk-Magnesiasilikaten in Tiroler Vorkommnissen. Schneider führt die Bildung von Carbonaten auf säkulare Verwitterung (langsame Umwandlung durch Wässer der Tiefe) zurück (Diss. Zürich 1912). Demgegenüber glaubt Redlich wenigstens die Carbonatbildung auf oberflächliche Verwitterung zurückführen zu müssen. Benson's Untersuchungen an Serpentin vom Bingara-Distrikt in Neu-Süd-Wales zeigten, daß die Carbonatmassen stets am Rande derselben auftreten, darin Quarz, Chalcedon, Chromit und Fuchsit, manchmal auch Sulfide; jedenfalls zeigt sich die Carbonatisierung als Endprozeß nach der Serpentinisierung des dort vorkommenden Harzburgits. Ähnliche Beobachtungen schildert Knopf (Bull. Geol. Dept. Univ. Calif. 4. 1906. 425), Becker gleichfalls von Californien die Herauslösung von Serpentin durch Solfatarenwässer aus den Zinnoberlagerstätten, so daß nur noch ein Skelett von Quarz zurückbleibt (U. S. Geol. Surv. Mon. **13**. 1888; s. a. Lindgren, U. S. Geol. Surv. Ann. Rept. 1895. 153). Analoges beschreibt endlich Lacroix (Compt. rend. **127**. 1897. 503) von Griechenland als Wirkung einer Kohlensäure-Schwefelsäure-Fumarole. Benson's Beobachtungen in Neu-Süd-Wales bestätigen jedenfalls, daß die Carbonate nach dem Serpentin gebildet worden sind. Auch spricht das Vorkommen goldhaltigen Pyrits in ihnen für einen Ursprung der Carbonatwässer aus großer Tiefe im Zusammenhang mit der Intrusion der ursprünglichen Peridotite. Ähnliche Vorkommnisse von pyrithaltigen Carbonatgesteinen kennt Bell von Hokitika auf Neuseeland (N. Z. Geol. Surv. Bull. **1**. 1906). Derselbe Forscher fand in Serpentinschiefer von Parapara daselbst Turmalin, ebenso Duparc und Siggs in Serpentin vom Ural (Bull. soc. fr. min. 1913. 14), und Lacroix in den Pyrenäen in solchem Turmalin neben Skapolith (daselbst 1914. 75). Manchmal findet man auch Anzeichen für die Abgabe natronreicher Lösungen von den Peridotitmagmen, welche Albitadern bildeten (Proceed. Linn. Soc. N. S. W. 1913. 662). Solche Anreicherungen des Natrons schildert auch Park von Cromwell (Neuseeland) am Rande von Serpentingestein. Vielleicht gehören auch die Glaukophanschiefer Californiens hierher (cf. Ransome, dagegen Nutter und Barber, Journ. of Geol. 1902. 738). Auch dürften die skapolithführenden Gesteine des Lac du Lherz, die Lacroix und Longchambon beschrieben (Bull. Carte Géol. France. **21**. 1910/11), ähnlichen Ursprungs sein; Longchambon bringt hier die Erscheinungen der Metamorphose, Assimilation und hybridischen Bildungen miteinander in Zusammenhang.

Die Maschenstruktur des chrysotilischen Serpentins ist typisch für Bildung unter niedrigem Druck, diejenige des Antigorits für solche unter hohem Druck. So sollte nach den Anschauungen Grubenmann's und Wein-

SCHENK's die Antigoritbildung in tieferen Zonen derjenigen des Maschenserpentins voraufgehen. Verf. findet dies in Neu-Süd-Wales nicht immer bestätigt. Vielmehr beobachtet er auch an Serpentin von Visp (Schweiz), daß Antigorit nach Chrysotil gebildet sein kann. Nach WEINSCHENK's Angabe soll ähnliches im Serpentin von Würlitz bei Hof vorkommen, und BONNEY erwähnt entsprechende Beobachtungen (Quart. Journ. Geol. Soc. 1908. 152).

Grobkörnige, fast pegmatitische Antigoritadern mit frischem glasigem Olivin in völlig serpentinisiertem Peridotit sind oft mit anderen verknüpft, welche typisch kontaktmetamorphe Mineralien zeigen, so mit Vesuvian, Granat etc. Während aber die Serpentinisierung der Intrusion der Peridotite frühe folgte, fanden sehr oft noch dazwischen Intrusionen von Differentiaten desjenigen Magmas statt, welches auch den Peridotit gefördert hat. So von Lizard, wo FLETT und HILL die Serpentinisierung nach der Intrusion von Gabbro in den Peridotit vermuten (Mem. Geol. Surv. Engl. Wales, Sheet No. 359. 1912). Enthält ein Peridotit viel Pyroxen mit Kalk und Tonerde, so entsteht bei seiner Serpentinisierung gern Topazolith, Vesuvian, Zoisit, Epidot und Diopsid, Fassait, Klinozoisit, Lotrit etc., wie dies WEINSCHENK in Tirol, MURGOCI in Rumänien NOVARESE in Italien beobachtete (Granatitbildung nach ROSENBUSCH). Die Entwicklung von Prehnit in ähnlichen Vorkommnissen von Neu-Süd-Wales erwähnte Verf. 1903. So zeigte auch STEINMANN (TSCHERM. Min.-Petr. Mitt. 1909. 413), daß Peridotit noch während der Intrusion eines Gabbros nicht serpentinisiert war; er folgert, daß erst beim Erlöschen der vulkanischen Nachwirkungen Serpentin- und Nephritbildung einsetzte, gleichzeitig mit der von Kupfererzen. Auf Solfatarentätigkeit führte FINLAYSON auch das Auftreten von Sulfiden neben Serpentin in dem Peridotit von Dun Mt. auf Neuseeland zurück (vgl. sulfidische Erzlager in Serpentin von Ligurien und Toscana; s. LOTTI, Mem. Soc. Géol. Belge. **3**. 1899; VOGT hält diese für magmatische Bildungen: Genesis of ore Deposits. 1902. 642; VAN HISE bestreitet dies — U. S. Geol. Surv. Mon. **47**. 1904; s. endlich DELKESKAMP, Zs. prakt. Geol. 1907. 393). Die den Peridotiten folgenden Intrusivgesteine treten mit den Serpentinen eng verbunden auf; auch beobachtet man alsdann eine Umänderung der Intrusivgesteine zu ultrabasischen Typen, und zwar derart, daß diese Umwandlung während der Serpentinisierung sich abspielte. Auf diese Weise ist die Serpentinisierung einigermaßen der Greisenbildung der Granite zu vergleichen. Wahrscheinlich wirkte Kohlensäure zuerst als Katalysator, um bei der Abkühlung des Gesteinskörpers dann die Magnesitbildung zu veranlassen.

Das häufige Zusammenvorkommen von Nephrit und Serpentin ist wohl genetisch zu erklären, wie dies KALKOWSKY in bezug auf die Nephrite von Ligurien annahm. Ähnliche Vorkommnisse führt FINLAYSON auf direkten Übergang des Olivins in Nephrit zurück (Quart. Journ. Geol. Soc. **65**. 1909. 351), was jedoch wohl nicht ohne weiteres angängig erscheint.

Es ist wohl zu unterscheiden zwischen den farblosen Serpentinen im engeren Sinne und den Iddingsiten oder den Bowlingiten von LACROIX, welche grün gefärbt und pleochroitisch sind und in denen der bei der eigent-

lichen Serpentinisierung auftretende Magnetit wieder resorbiert erscheint. So beobachtete z. B. Verf. einen Dunitbrocken in einer vulkanischen Breccie, der z. T. in einen normalen Chrysotil-Serpentin mit Magnetit umgewandelt war, durch welchen aber eine Zone von grünem Bowlingit ohne Magnetit hindurchsetzte. Verf. nimmt an, es sei der Iddingsit und der Bowlingit ein Produkt echter Verwitterung, während Antigorit und Chrysotil anderen Ursprung hätten. **W. Eitel.**

N. H. Robinson: Die Summenbeträge der chemischen Analysen von Eruptivgesteinen. (Amer. Journ. of sc. (4.) **41**. 1916. 257—275.)

Der Durchschnitt von 3391 Analysen zeigte eine Summe von 100,13 %. Der wahrscheinliche Charakter der analytischen Fehlbestimmungen in Gesteinsanalysen ist bei

SiO_2 — ;	Fe_2O_3 + ;	MgO + ;	Na_2O ± ;	H_2O ± ;	P_2O_5 ;
Al_2O_3 — ;	FeO — ;	CaO ± ;	K_2O ± ;	TiO_2 — ;	MnO + .

Bei weitem die häufigsten Fehler der Analysensummen werden vom Analytiker selbst als persönliche Fehler eingeführt. Aus statistisch-graphischen Betrachtungen geht hervor, wie überlegen die Qualität der analytischen Arbeiten der United States Geological Survey den übrigen sind; die große Erfahrung ihrer Analytiker und die Güte der Hillebrand'schen Methoden bewirken dies. Es ist dringend zu wünschen, daß sich immer mehr die Gepflogenheit einbürgert, alle Analysen doppelt anzusetzen, um Anhaltspunkte für die erreichte Genauigkeit zu erhalten. Ist N die Zahl der Bestimmungen der Summe, r der Restfehler, so ist der wahrscheinliche Fehler für das arithmetrische Mittel der Summe

$$W = 0{,}6745 \cdot \sqrt{\frac{r^2}{N(N-1)}}$$

Im allgemeinen ist ein wahrscheinlicher Fehler von ± 0,30 % für eine einzelne Summenbildung in Verbindung mit einem wahrscheinlichen Fehler der Durchschnittssumme von ± 0,02—0,03 % bei großer analytischer Übung des Untersuchers (an zahlreichen Analysen). 0,04—0,06 bei geringer Erfahrung (weniger als 50 Analysen) ein Zeichen guter Qualität der Arbeit des Analytikers. **W. Eitel.**

F. F. Grout: A Form of Multiple Rock Diagrams. (Journ. of Geol. **26**. 622—625. 3 Fig. 1918.)

Verf. trägt unter Abänderung eines von F. D. Adams gemachten Vorschlags die Werte der berechneten Norm für jede der zu vergleichenden Analysen in einer feststehenden Reihenfolge als Ordinaten auf einer Horizontalen auf, verbindet die benachbarten Endpunkte und schneidet die

einzelnen Karten längs diesen Linien ab. Durch Hintereinanderordnung der einzelnen Karten nach den in Betracht kommenden Gesichtspunkten ergeben sich Kulissenprofile, die eine Anzahl von Eigentümlichkeiten bequem zur Anschauung bringen. **Milch.**

A. Johannsen: A Planimeter method for the determination of the percentage compositions of rocks. (Journ. of Geol. **27**. 1919. 276—285.)

Um die ermüdende Arbeit der Indikatrixabmessung bei der Rosiwal-Methode zu vermeiden, wirft Verf. das mikroskopische Bild eines Dünnschliffes mittelst Camera lucida auf Papier und bestimmt den Flächeninhalt jeden Gemengteiles mit einem Planimeter (bei ähnlichen besonders farblosen Mineralien unter Zuhilfenahme des Analysators). Ist das Gesteinskorn nicht zu groß und sind die Mineralien gleichmäßig verteilt, so gibt schon die Ausmessung eines Gesichtsfeldes ein brauchbares Resultat. Bestimmungen des Verf.'s mit den von seinen Schülern nach der Rosiwal-Methode erhaltenen sind zum Vergleich angeführt. Über das Nähere der Ausführung muß auf das Original verwiesen werden. **Osann.**

A. Johannsen and **E. A. Stephenson**: On the accuracy of the Rosiwal method for the determination of the minerals in a rock. (Journ. of Geol. **27**. 1919. 212—220.)

Die schon von mehreren amerikanischen Petrographen aufgeworfene und in verschiedenem Sinn beantwortete Frage nach der Genauigkeit der

Tabelle I.

	I. (5)	II. (1)	III. (2)	IV. (3)	V. (1)	VI. (2)	Cross, Iddings, Pirsson und Washington	Durchschnitt
Quarz	20,31	22,4	23,79	24,76	20,3	17,64	22,55	20,34	21,6
Orthoklas . . .	25,31	31,6	18,15	30,77	28,5	29,11	17,57	19,82	25,8
Plagioklas . .	38,75	32,9	43,00	25,18	32,3	32,01	42,47	41,48	35,6
Biotit	8,98	8,3	8,35	9,70	10,8	10,47	9,77	8,94	9,2
Hornblende . .	4,65	4,4	5,81	7,02	5,2	7,47	4,44	5,67	5,6
Augit	0,70	0,2	—	1,01	1,3	2,76	2,37	2,50	1,1
Magnetit . . .	0,74	—	0,63	1,50	1,2	0,58	0,76	1,02	0,8
Apatit	0,03	0,1	0,10	—	—	—	—	—	0,0
Titanit	0,04	—	0,09	—	—	—	—	—	0,0
Pyrit	0,55	—	0,04	—	0,3	0,09	0,07	0,04	0,2
Zirkon	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—
	99,99	99,9	99,96	99,94	99,9	100,13	99,98	99,81	99,9

Tabelle II.

	I. Spez. Gew.	II. Maschen-Größe 80—100	III. Maschen-Größe 80—100	IV. Maschen-Größe 60—100	V. Maschen-Größe 60—100	VI. Maschen-Größe 60—100	VII. Maschen-Größe 60—100	VIII. Durchschnitt
Magnetit . .	5,10	1,38	1,09	1,42	1,12	1,36	1,30	1,26
Biotit . . .	3,00	11,10	9,49	9,94	9,74	9,88	9,72	9,98
Hornblende .	3,20	6,66	6,93	6,66	6,44	6,31	6,25	6,54
Augit . . .	3,30							
Plagioklas .	2,68	37,87	37,10	34,60	31,65	32,82	33,40	34,57
Quarz . . .	2,65	19,21	21,11	21,35	23,22	24,65	23,70	22,21
Orthoklas .	2,57	23,07	24,25	26,00	27,06	25,02	26,06	25,25
		99,29	99,97	99,97	99,23	100,04	100,43	99,81

Tabelle III.

	Berechnet aus den Analysen	Gewichtsprozente Rosiwal	Schwere-Lösungen
Quarz	22,86	21,6	22,21
Orthoklas	18,35	25,8	25,24
Plagioklas	39,74	35,6	34,57
Biotit	10,92	9,2	9,98
Pyribol	3,56	6,7	6,54
Magnetit	1,86	0,8	1,26
Pyrit etc.	1,86	0,2	—
	99,15	99,9	99,83

Rosiwal-Methode wird hier wieder aufgenommen. Als Prüfungsobjekt diente der „Butte"-Granit, ein Gestein von sehr gleichmäßigem Korn und regelloser Struktur. Die Gewichtsmengen der Gemengteile werden nach 3 Methoden bestimmt: 1. nach Rosiwal, 2. durch mechanische Trennung, 3. durch Berechnung der Bauschanalyse. Nach 1. werden 14 Messungen an 6 Schliffen vorgenommen; die Resultate sind in Tabelle I zusammengestellt mit zwei anderen, die schon früher von Cross, Iddings, Pirsson und Washington in gleicher Weise erhalten wurden. (Die römischen Zahlen am Kopf jeder Vertikalreihe geben die Schliffnummer, die kleinen Zahlen in Klammern die Anzahl der Bestimmungen; der Mittelwert ist aus den 16 Bestimmungen gezogen.) Tabelle II gibt die Resultate der mechanischen Analyse. Die Trennungen sind bei verschiedener Korngröße des Pulvers vorgenommen, um auch deren Einfluß festzustellen. In Tabelle III sind die nach den drei Methoden erhaltenen Zahlen zusammengestellt.

Osann.

A. Johannsen: Suggestions for a quantitative mineralogical classification of igneous rocks. (Journ. of Geol. **25**. 1917. 63—97.)

—: A quantitative mineralogical classification of igneous rocks-revised. (Ibid. **27**. 1919. 1—62.)

Verf. geht davon aus, daß 3 Klassifikationen der Eruptivgesteine nötig sind, eine nach makroskopischen Kennzeichen für den Feldgebrauch, eine chemische und eine mineralogische. Die hier Gebotene ist eine quantitativ mineralogische, sie soll die chemische nicht ersetzen, sondern ergänzen. Die Bestimmungen werden nach der Rosiwal-Methode ausgeführt. Gesteine, auf die diese Methode nicht direkt angewandt werden kann, wie z. B. glasreiche, sind nach Ansicht des Verf.'s so wenig zahlreich, daß ihretwegen ein Einwand gegen eine solche Klassifikation nicht erhoben werden kann. In der ersten Abhandlung werden die Grundlagen für die Einteilung vorgeschlagen, in der zweiten mit geringen Änderungen festgelegt und zugleich eine ihr entsprechende Nomenklatur angegeben.

Die Gemengteile der Eruptivgesteine werden eingeteilt in:

1. Quarfeloids: Qu = Quarz, Kf = Orthoklas, Mikroklin, Mikroperthit, Anorthoklas etc., Plag = die isomorphe Ab—An-Reihe, Foids (Feldspathoids) = Nephelin, Leucit, Sodalith, Hauyn, Nosean, Melilith, primärer Analcim etc.
2. Mafites: Dunkle Glimmer, Amphibole, Pyroxene (inkl. Uralit), Olivin, Eisenerze („ores" = Magnetit, Ilmenit, Chromit, Pyrit, Hämatit etc.), Cassiterit, Granat, primärer Epidot, Allanit, Zirkon, Rutil, primärer Titanit, Spinell und andere dunkle Mineralien.
3. Auxiliary constituents: Topas, Turmalin, Cordierit, Korund, Flußspath, Andalusit, primärer Skapolith und Calcit, Muscovit, Lepidolith, Zinnwaldit, Apatit etc.
4. Glass. „Glass must be computed from an analysis. One can usually surmise its composition from the character of the phenocrysts and the appearance of the rock as a whole. When undetermined, the rock must be given a tentative name, such as hyaline-rhyolite, etc."
5. Sekundäre Mineralien. Sie werden ihren Muttermineralien zugerechnet. Erze, die aus Mafites entstanden sind, werden mit diesen vereinigt, Kaolin mit Feldspat, Chlorit mit den „Biopyribolen" (**Bio**tit, **Pyr**oxen, Amphi**bol**), Analcim mit den Feldspatoiden, Pseudoleucit mit Leucit etc.

Die Mengenverhältnisse werden aus den Volumenprozenten berechnet, stellen also Volumina dar. Zur graphischen Darstellung sind Dreiecks- und Tetraederprojektionen in bekannter Weise benutzt.

Als erstes Einteilungsprinzip dient das Verhältnis der „Leucocrates" (= Quarfeloids + auxiliary constituents) zu den Mafites. Es werden 4 Klassen unterschieden:

Klasse 1 mit über 95 %
Klasse 2 mit 95 (inkl.) bis 50 %
Klasse 3 mit 50 (inkl.) bis 5 %
Klasse 4 mit 5 (inkl.) bis 0 %
} Leucocrates.

Bei den 3 ersten Klassen werden nach der Natur des Plagioklases je 4 Ordnungen unterschieden:

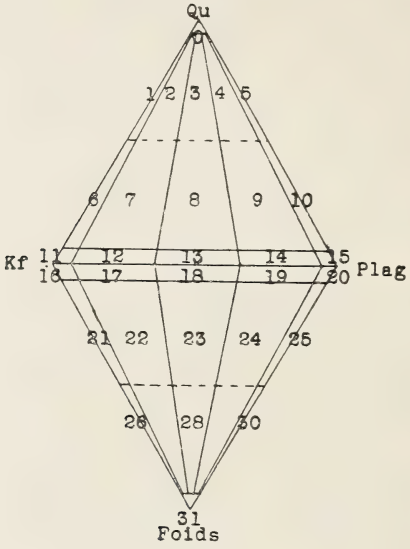


Fig. 1.

Order 1 mit Plagioklas der Zusammensetzung $Ab_{100}An_0$ bis $Ab_{95}An_5$ (Albit).
Order 2 mit Plagioklas $Ab_{95}An_5$ (inkl.) bis $Ab_{50}An_{50}$ (Oligoklas + Andesin).
Order 3 mit Plagioklas $Ab_{50}An_{50}$ (inkl.) bis Ab_5An_{95} (Labrador + Bytownit).
Order 4 mit Plagioklas Ab_5An_{95} (inkl.) bis Ab_0An_{100} (Anorthit).

Bei der 4. Klasse geschieht die Trennung in Ordnungen nach dem Gehalt an Ores.

Order 1 mit 0—5 %
Order 2 mit 5 (inkl.) bis 50 %
Order 3 mit 50 (inkl.) bis 95 %
Order 4 mit 95 (inkl.) bis 100 %
} Ores.

Für die weitere Unterteilung in Familien ist bei den Klassen 1—3 das Verhältnis von Qu, Foids, Kf und Plag maßgebend. Zu dem Zweck werden die Quarfeloids auf 100 berechnet und, da sich Quarz und Feldspathoids gegenseitig ausschließen, nach dem Verhältnis von Qu (resp.

Foids) zu den Feldspäten in 4 Abteilungen mit den Grenzen 0—5 %, 5—50 %, 50—95 % und 95—100 % geteilt. Ferner werden die Feldspäte auf 100 berechnet und nach dem Verhältnis von Kf : Plag 5 Abteilungen mit den Grenzen 0—5 %, 5—35 %, 35—65 %, 65—95 %, 95—100 % unterschieden. Fig. 1 zeigt das Schema dieser Einteilung. Es entstehen so in jeder Ordnung der 3 ersten Klassen 32 Familien. In der Klasse 4 und den Ordnungen 1—3 beruht die Teilung in Familien auf dem Verhältnis von Olivin : Pyroxen : Biotit + Amphibol. Die Grenzen sind wieder auf 0—5 %, 5—50 %, 50—95 % und 95—100 % festgesetzt. Es entstehen in jeder dieser 3 Ordnungen 12 Familien. Ein Unterschied zwischen Alkalipyroxenen resp. -Amphibolen und alkalifreien wird nicht gemacht.

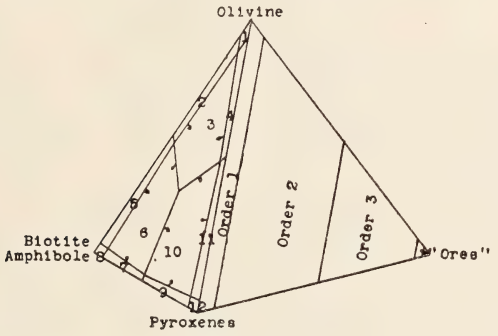


Fig. 2.

Die 4. Ordnung der Klasse 4 wird nicht weiter in Familien geteilt, dagegen können nach der Natur der Erze oder eventuell anderer dunkler akzessorischer Gemengteile wie der Spinelliden noch Unterfamilien aufgestellt werden. Das wird nicht weiter ausgeführt.

Fig. 2 gibt die Einteilung der Klasse 4 in Ordnungen und der 4. Ordnung in Familien sowie die Numerierung der letzteren. Beispiel der Berechnung:

Ein Granodiorit hat die Zusammensetzung:

Quarz	18,0		= 23,1	
Orthoklas	18,0		= 23,1	= 30,0
Andesin ($Ab_{70}An_{30}$) . . .	42,0		= 53,8	= 70,0
Quarfeloids		78,0	100,0	100,0
Biotit	12,8			
Hornblende	9,0			
Magnetit	0,1			
Titanit	0.1			
Mafites		22,0		
		100,0		

Quarfeloids in % = 78,0, also Klasse 2.
Plagioklas = $Ab_{70}An_{30}$, also Ordnung 2.

Tabelle I. Klasse 1. $\frac{\text{Quarfeloids}}{\text{Mafites}}$ zwischen $\frac{100}{0}$ und $\frac{95}{5}$.

	Order 1 $Ab_{100}An_0$ bis $Ab_{95}An_5$	Order 2 $Ab_{95}An_5$ bis $Ab_{50}An_{50}$	Order 3 $Ab_{50}An_{50}$ bis Ab_5An_{95}	Order 4 Ab_5An_{95} bis Ab_0An_{100}
0	Silexit	(= 110)	(= 110)	(= 110)
1	Orthotarantulit	(= 111)	(= 111)	(= 111)
2	Tarantulit	Granit-Greisen		
3		Adamellit-Greisen		
4		Granodiorit-Greisen		
5		Tonalit-Greisen		
6	Orthoalaskit	(= 116)	(= 116)	(= 116)
7	Alaskit	Leucogranit		
8	Leuco-Albit-Adamellit	Leucoadamellit		
9	Leuco-Albit-Granodiorit	Leucogranodiorit	Leucogranogabbro	
10	Leuco-Albit-Tonalit	Leucotonalit	Quarz-Anorthosit	
11	Orthosit	(= 1111)	(= 1111)	(= 1111)
12	Leuco-Albit-Syenit	Leucosyenit		
13	Leuco-Albit-Monzonit	Leucomonzonit		
14	Leuco-Albit-Monzodiorit	Leucomonzodiorit	Leucomonzogabbro	Leuco-Anorthit-Monzogabbro
15	Albitit	Leucodiorit	Anorthosit	Anorthitit
16		(= 1116)	(= 1116)	(= 1116)
17				
18				
19				
20		Dungannonit		
21		(= 1121)	(= 1121)	(= 1121)
22				
23				
24	Leucolitchfieldit			
25	Leucomariupolit			
26		(= 1126)	(= 1126)	(= 1126)
27				
28				
29				
30		Craigmontit		
31		(= 1131)	(= 1131)	(= 1131)

Tabelle II. Klasse 2. $\frac{\text{Quarfeloids}}{\text{Mafites}}$ zwischen $\frac{95}{5}$ und $\frac{50}{50}$.

	Order 1 $Ab_{100}An_0$ bis $Ab_{95}An_5$	Order 2 $Ab_{95}An_5$ bis $Ab_{50}An_{50}$	Order 3 $Ab_{50}An_{50}$ bis Ab_5An_{95}	Order 4 Ab_5An_{95} bis Ab_0An_{100}
0	Meso-Silexit	(= 210)	(= 210)	(= 210)
1	Moyit	(= 211)	(= 211)	(= 211)
2		Quarz-Granit		
3		Quarz-Adamellit		
4		Quarz-Granodiorit		
5	Rockallit	Quarz-Tonalit		
6	Orthogranit	(= 216)	(= 216)	(= 216)
7	Albit-Granit	Granit	Calcigranit	Anorthit-Granit
8	Albit-Adamellit	Adamellit	Calciadamellit	Anorthit-Adamellit
9	Albit-Granodiorit	Granodiorit	Granogabbro	Anorthit-Granogabbro
10	Albit-Tonalit	Tonalit	Quarz-Gabbro	Quarz-Anorthit-Gabbro
11	Orthosyenit	(= 2111)	(= 2111)	(= 2111)
12	Albit-Syenit	Syenit	Calcisyenit	Anorthit-Syenit
13	Albit-Monzonit	Monzonit	Calcimonzonit	Anorthit-Monzonit
14	Albit-Monzodiorit	Monzodiorit	Monzogabbro	Anorthit-Monzogabbro
15	Albit-Diorit	Diorit	Gabbro, Norit	Anorthit-Gabbro
16	Pulaskit	(= 2116)	(= 2116)	(= 2116)
17		Nephelit-bearing Syenit		
18		Nephelit-bearing Monzonit		
19		Nephelit-bearing Monzodiorit		
20		Nephelit-bearing diorit		
21	Ortho-Nephelit-Syenit	(= 2121)	(= 2121)	(= 2121)
22	Albit-Nephelit-Syenit	Nephelit-Syenit		
23	Albit-Nephelit-Monzonit	Nephelit-Monzonit	Kulaite	
24	Litchfieldit	Nephelit-Monzodiorit	Nephelit-Monzogabbro	
25	Mariupolit	Nephelit-Diorit	Nephelit-Gabbro	
26	Naujait	(= 2126)	(= 2126)	(= 2126)
27	Beloeilit		Heronit	
28				
29				
30	Toryhillit		Lugarit	
31	Urtit, Fergusit, Uncompahgrit	(= 2131)	(= 2131)	(= 2131)

Tabelle III. Klasse 3. $\frac{\text{Quarfeloids}}{\text{Mafites}}$ zwischen $\frac{50}{50}$ und $\frac{5}{95}$.

	Order 1 $A_{100}An_0$ bis $Ab_{95}An_5$	Order 2 $Ab_{95}An_5$ bis $Ab_{50}An_{50}$	Order 3 $Ab_{50}An_{50}$ bis Ab_5An_{95}	Order 4 Ab_5An_{95} bis Ab_0An_{100}
0		(= 310)	(= 310)	(= 310)
1		(= 311)	(= 311)	(= 311)
2				
3				
4				
5				
6	Mela-Orthogranit	(= 316)	(= 316)	(= 316)
7	Mela-Albit-Granit	Melagranit	Mela-Calcigranit	
8	Mela-Albit-Adamellit	Mela-Adamellit		
9	Mela-Albit-Granodiorit	Melagranodiorit	Melagranogabbro	
10	Mela-Albit-Tonalit	Melatonalit	Mela-Quarz-Gabbro	
11	Mela-Orthosyenit	(= 3111)	(= 3111)	(= 3111)
12	Mela-Albit-Syenit	Melasyenit		
13	Mela-Albit-Monzonit	Melamonzonit		
14	Mela-Albit-Monzodiorit	Melamonzodiorit	Melamonzogabbro	Ricolettait
15	Mela-Albit-Diorit	Meladiorit	Melagabbro	Yamaskit
16	Orthoshonkinit	(= 3116)	(= 3116)	(= 3116)
17	Shonkinit	Oligoklas-(Andesin-)Shonkinit	Labradorit-(Bytownit-)Shonkinit	
18				
19				
20				
21	Nephelit-Shonkinit	(= 3121)	(= 3121)	(= 3121)
22				
23				
24	Melalitchfieldit		Mela-Nephelit-Monzogabbro	
25	Melamariupolit		Theralith	
26		(= 3126)	(= 3126)	(= 3126)
27				
28				
29				
30				
31	Bekinkinit, Missourit, Farrisit	(= 3131)	(= 3131)	(= 3131)

Tabelle IV. Klasse 4. $\frac{\text{Quarfeloids}}{\text{Mafites}}$ zwischen $\frac{5}{95}$ und $\frac{0}{100}$.

	Order 1 „Ores“ less than 5 Per Cent	Order 2 „Ores“ between 5 and 50 Per Cent	Order 3 „Ores“ between 50 and 95 Per Cent	Order 4 „Ores“ more than 95 Per Cent
		Chromit-Dunit	Olivin-Chromitit	Chromitit
1	Dunit	Magnetit-Dunit	Olivin-Magnetitit	Magnetitit
2	Mica-Peridotit, Amphibol-Peridotit, Hornblende-Picrit, Cortlandtit			
3	Valbellit, Hornblende-Diallag-Peridotit etc.			
4	Lherzolith, Diallag-Peridotit, Wehrlit, Harzburgit, Saxonit			
5	Included with Family 2 at present			
6	Included with Family 3 at present			
7	Cromaltit, Hornblende-Hypersthenit etc.			
8	Amphibolites, Hornblendites			
9	Included with Family 7 at present			
10	Included with Family 3 at present			
11	Included with Family 4 at present			
12	Diallagit, Hypersthenit, Websterit, Ilmenit-Enstatitit etc.			

Qu : Kf + Plag = 23,1 : 76,9, demnach gehört das Gestein einer der Familien 6, 7, 8, 9 oder 10 an (Fig. 1).

Kf : Plag = 30,0 : 70,0, demnach fällt das Gestein in eine der Familien 0, 4, 9 oder 14. Daraus ergibt sich die Familie 9.

Die Gesteinsnummer ist 2 2 9 (gelesen: zwei, zwei, neun), d. h. Klasse 2 Ordnung 2 Familie 9.

In einer Übersichtstabelle (siehe unten) ist das ganze System mit den zugehörigen Familiennamen nochmals zusammengestellt. Es besteht aus ca. 400 Familienfächern („pigeonholes“), von denen je 128 den 3 ersten Klassen angehören, in der 4. Klasse sind vorläufig nur 15 aufgestellt. Viele der Fächer sind noch leer, Repräsentanten sind nicht bekannt und z. T. auch nicht zu erwarten.

Da die Klassifikation eine lediglich mineralogisch-quantitative ist und strukturelle sowie genetische Momente ganz außer acht gelassen werden, sind auch Tiefen-, Erguß- und Ganggesteine nicht getrennt. Die Nomenklatur bedient sich der alten Tiefengesteinsnamen (Granit, Syenit etc.), daneben der Brögger'schen Bezeichnungen Adamellit, Monzonit und einer Reihe neuerdings in die Literatur eingeführter Namen wie Naujait, Craigmontit etc. Außerdem wird noch eine Reihe von Vorsilben gebraucht wie „leuco“ für Gesteine der 1. Klasse (Leucogranit, Leucoadamellit), „mela“ für solche der 3. Klasse. Die Vorsilben „sodi“ und „calci“ beziehen sich auf die Natur des Plagioklases, wenn demselben innerhalb einer Ordnung noch ein größerer Spielraum erlaubt ist. Auch Mineralnamen werden vorgesetzt, wie Albitgranit, Anorthit-Granogabbro etc.

Den Schluß bildet eine Erklärung der Familiennamen. **Osann.**

Sedimentgesteine.

Arbenz, P.: Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. (Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich. **64**. 246—275. 1919. [Heim-Festschrift.] Autorreferat in Mitt. Naturf. Ges. Bern 1918. 2 p.)

Naumann, E.: Die Bodenablagerungen des Süßwassers. Eine einführende Übersicht. (Arch. f. Hydrobiol. **13**. 97—169. 1921.)

— Några synpunkter angående de limniska avlingernas terminologi. (Sver. Geol. Unders. Ser. C. No. 300. Årsbok **14**. No. 2. 1920. 22 p.)

Weigelt, Joh.: Geologie und Nordseefauna. (Der Steinbruch. **14**. 228—231, 244—246. 1919.)

Michels, F.: Nachträgliche Einwanderung von Geröllen in fertige Sedimente. (Senckenberg. **2**. Heft 5. 15. 8. 20. 1 p.)

Pfeiffer, W.: Gerölle im Keuper. (Jahresber. u. Mitt. Oberrh. geol. Ver. N. F. **10**. 13—22. 1921. Mit 1 Taf.)

Böhm von Böhmersheim, A.: Bekannte und neue Arten natürlicher Gesteinsglättung. (Mitt. k. k. Geogr. Ges. Wien. **60**. 335—372. 1 Taf. 1917.)

Deecke, W.: Über die Lage der Versteinerungen im Gestein. (Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. **23**. 19 p.)

— Vier Kapitel aus der petrographischen Geologie. (Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. **22**. 1919. 73 p.)

— Die Herkunft der west- und süddeutschen Sedimente. (Sitzungsber. Heidelb. Akad. Wiss. Math.-naturw. Kl. Abt. A. 1920. **3**. 17 p.)

Merwin, H. E.: Chemical researches on sediments. (Bull. Geol. Soc. Am. **31**. 419—424. 1920.)

Gams, H.: Übersicht der organogenen Sedimente nach biologischen Gesichtspunkten. (Naturw. Wochenschr. N. F. **20**. 569—576. 1921.)

Lang, Rich.: Der mitteldeutsche Kupferschiefer als Sediment und Lagerstätte. (Erdm. Jahrb. d. Hall. Verb. f. d. Erf. der mitteld. Bodensch. u. ihre Verwert. **3**. 1. 135 p. 1921.)

Linstow, O. v.: Die Verbreitung der tatarischen Stufe in Westrußland und Deutschland, sowie über den Charakter der Buntsandsteinformation. (Schr. phys.-ök. Gesellsch. Königsb. **60**. 22—36. 1 Karte. 1919.)

Weigelt, Joh.: Die Flachmeersäume und die Gesetzmäßigkeit ihres geologischen Baues. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. **72**. 274—79. 1920.)

— Die mitteloligocäne Meerestransgression und ihre Bedeutung für praktische Fragen. (Der Steinbruch. No. 7 vom 28. III. 21. 4 p.)

Samojlov, J. V.: Palaeophysiology: the organic origin of some minerals occurring in sedimentary rocks. (Mineral. Mag. **18**. 87—98. 1917.)

Koehne, W.: Alter und Entstehung der Gesteine der Lößgruppe in Oberbayern. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. Monatsber. **73**. 69—76. 1921.)

Steidtmann, Edw.: Origin of dolomite as disclosed by stains and other methods. (Bull. geol. soc. Am. **28**. 431—450. 1917.)

Schindewolf, O. H.: Beiträge zur Kenntnis der Kramenzelkalke und ihrer Entstehung. (Geol. Rundsch. **12**. 20—35. 2 Taf. 1921.)

Richter, Rud.: Scolithus, Sabellarifex und Geflechtquarzite. (Senckenberg. **3**. 49—52. 1921.)

Kindle, E. M.: Separation of salt from saline water and mud. (Bull. Geol. soc. Am. **29**. 471—488. 1918.)

— Diagnostic characteristics of marine clastics. (Bull. Geol. soc. Am. **28**. 905—916. 1917.)

Blackwelder, E.: Characteristics of continental clastics and chemical deposits. (Bull. Geol. soc. Am. **28**. 917—924. 1917.)

Grabau, A. W.: Problems of the interpretation of sedimentary rocks. (Bull. Geol. soc. Am. **28**. 735—744. 1917.)

Kay, G. F. and J. N. Pearce: The origin of gumbotil. (Journ. of Geol. **28**. 89—125. 1920.)

Clarke, F. W. and W. C. Wheeler: The inorganic constituents of echinoderms. (U. S. G. Surv. Prof. Paper. 90-L. 1915.)

Richter, Rud.: Ein devonischer „Pfeifenquarzit", verglichen mit der heutigen „Sandkwalle" (*Sabellaria*, Annelidae). (Senckenb. **2**. 215—235. 6 Fig. 1920.)

Troedson, G.: Skånes Dalmanitesschiefer en strandbildning. (Geol. Fören. Förh. **42**. 265—290. 1920.)

Grabau, A. W. and M. O. Connel: Were the graptolite shales, asa rule, deep or shallow water deposits? (Bull. geol. soc. Am. **28**. 959—964. 1917.)

Weigelt, Joh.: Die mitteldeutschen Phosphatlager und die Frage ihrer zweckmäßigen Ausnutzung. (Eine Anwendung der Gesetzmäßigkeiten natürlicher Aufbereitungsvorgänge in ihrer Bedeutung für die Sedimentpetrographie.) (Erdm. Jahrb. d. Halleschen Verbandes für die Erforsch. d. mitteld. Bodensch. u. ihre Verwertung. **3**. Liefg. 1. 107—175. 1921.)

Bernauer, F.: Die Phosphorite des Lias von Deutsch-Lothringen. (Jahrb. Preuß. geol. Landesanst. für 1919. **40**. 180—199. 1 Taf. 5 Textfig. 1920.)

Berz, K. C.: Untersuchungen über Glaukonit. (Jahresb. u. Mitt. Oberrh. geol. Ver. N. F. **10**. 74—98. 1921. Mit 1 Taf.)

Rastall, R. H.: The mineral composition of the Lower Greensand strata of Eastern England. (Geol. Mag. [N. Ser. 6.] **6**. 1919. 211—220, 265—272. Mit 7 Textabb.)

Kalkowsky, E.: Mikroskopischer Cölestin im Röt von Jena als geologische Erscheinung. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **73**. 1—23. 1921.)

Davies, G. M.: Chromite in Beer stone. (Geol. Mag. [N. Ser. 6.] **6**. 1919. 506—507.)

Tarr, W. A.: Oolites in shale and their origin. (Bull. Geol. Soc. Am. **29**. 587—600. 1918.)

F. M. Kindle: Notes on Sedimentation in the Makenzie River Basin. (Journ. of Geol. **26**. 341—360. 13 Fig. 1918.)

Verf. teilt eine Anzahl gelegentlicher Beobachtungen über Schlammführung, Zerstörung der Ufer und Absatz von Material aus dem Gebiete des Makenzie River und zu seinem System gehöriger Flüsse sowie des Great Slave- und Athabaska-Sees mit. Interessant ist die Tatsache, daß das reine Wasser des oberen Makenzie und das schlammreiche des Liard, eines linken Nebenflusses, noch 160 miles unterhalb ihrer Vereinigung sich nur in einer schmalen Mittelzone gemischt haben, ferner die meilenweit ohne Unterbrechung oft auf beiden Seiten zu verfolgende Pflasterung der Ufer mit Geröllen, bisweilen in einer Höhe über 25', die dem Geschiebelehm des durchflossenen Gebietes entstammen und auf deren Anhäufung Verf. zum Teil den geraden Weg des Flusses zurückführt. Ungeheure Sedimentmassen werden dem Great Slave Lake zugeführt; besonders bemerkenswert ist die gewaltige Anhäufung von Baumstämmen, die im wesentlichen der Slave River mitbringt, indem sie gelegentlich ganze Inseln bilden. Interessant ist das Verhalten des Peace River, der normal mit drei oder vier Mündungsarmen sich in den Slave River, den Ausfluß des Lake Athabaska ergießt, während nur ein kleinerer Teil durch den Quatre Fourche Cannel den Lake Athabaska erreicht; hat aber der Peace River Hochwasser und der Lake Athabaska niedrigen Wasserstand, so ergießt sich der gesamte Inhalt des Slave River in den See. **Milch.**

E. M. Kindle: Inequalities of Sedimentation. (Journ. of Geol. **27**. 339—366. 1919.)

Verf. gibt eine anregende Zusammenstellung von Tatsachen, welche Wechsel von Sedimentation in Raum und Zeit anzeigen, die ausschließlich der englisch geschriebenen Literatur entnommen sind, und versucht die Ursachen dieser Verschiedenheiten systematisch zu ordnen; nicht haltbar ist wohl der Einleitungssatz, daß die meisten bisherigen Darstellungen „leave in the mind of the reader the impression that water laid sediments other than delta deposits accumulate over very wide areas at a rearly uniform rate". **Milch.**

K. Andrée: Über Sedimentbildung am Meeresboden. 1. und 2. Forts. (Geol. Rundschau. **7**. 1916. 123—170, 249—301; **8**. 1917. 36—44, 45—79.)

Dem ersten in dies. Jahrb. 1915. I. -345/46- referierten Teile, welcher einleitende Bemerkungen enthielt, folgt in den vorliegenden Abschnitten die spezielle Beschreibung der rezenten Meeressedimente. Bei den Strandablagerungen, insbesondere dem Strandwall, hat sich Verf. schon eng an G. Braun angeschlossen. Eingehender behandelt sind die Schlicke der Nordseewatten, ein Schlamm der südrussischen Limane, wie von

Lagunen (so der von Than), wobei besonders die Bildung der schwefeleisenführenden Sedimente interessieren dürfte. Es folgen Astuer- und Deltasedimente. Die „mud lumps“ des Mississippi-Deltas erfahren eine neue Deutung; auch der Bedeutung der Mangrove für die Sedimentbildung ist ein Abschnitt gewidmet. Bei Behandlung der Korallenriffe ist Verf. in dem Sinne für Darwin, daß dessen Senkungstheorie allein die gelegentlich beobachteten großen Riffmächtigkeiten erklärt, daß es aber falsch wäre, diese oder eine der anderen Theorien einseitig zu verallgemeinern. Bei seiner Vielseitigkeit konnten nur einige Seiten des Korallenriffproblems beleuchtet werden. So haben u. a. die texturellen, strukturellen und chemischen Umbildungen (Dolomitbildung!) während der Diagenese der Riffablagerungen eine eingehendere Würdigung erfahren. Neben den Korallenriffen werden in den tropischen Meeren auch Kalkalgenbänke von Bedeutung. Unter den halmyrogenen Produkten des Meeres behandelt Verf., mit Vorbehalt, die Oolithe, deren Entstehung, auch nach den Untersuchungen von Drew und Vaughan, noch sehr viel Problematisches in sich birgt. Bei den Schelfablagerungen geht Verf. besonders auf die von Murray und Philippi so bezeichneten „detritogenen Kalkablagerungen“ ein, das sind die aktuellen Vergleichsobjekte für so viele fossile Kalksteine. Aus ähnlichen Gründen wird viele Geologen die eingehende Darstellung der glaukonitischen Sedimente mit ihren Phosphoritknollen im Abschnitt über die hemipelagischen Ablagerungen interessieren. Hier finden wir ferner die Beschreibung der „glazialmarinen Sedimente“ Philippi's und ferner der Ablagerungen der heutigen Nebenmeere, deren Verhältnissen jeder Paläogeograph besondere Beachtung schenken sollte. Das reiche Literaturverzeichnis des ersten Teiles ist noch weiter ergänzt und bis auf die Neuzeit fortgeführt. **K. Andrée.**

O. B. Freiherr von der Osten-Sacken: Beiträge zur Kenntnis einiger vorwiegend aus zoogenen Komponenten aufgebauter Kalksteine. Inaug.-Diss. Zürich. 4°. 154 p. 19 Taf. Berlin. Ohne Jahreszahl.

Verf. sagt, daß er im Laufe einiger Jahre etwa 4000 Dünnschliffe durch Kalksteine studiert habe, doch sei das eine viel zu geringe Zahl bei der Schwierigkeit des Problems. Die in der vorliegenden, mit glänzend ausgeführten Mikrophotographien auf 19 Tafeln ausgestatteten Arbeit wiedergegebenen Beobachtungen beschränken sich aber nur auf die mikroskopische Untersuchung von 38 Gesteinen, und zwar solchen, die als Echinodermenbreccien gelten können. Nicht berücksichtigt sind die Lagerungsverhältnisse, auch fehlen chemische Analysen; und zudem hat Verf. absichtlich Spekulationen über petrogenetische Fragen vermieden. Die Gesteine entstammen allen möglichen geologischen Formationen und den verschiedensten Ländern. Reich vertreten sind alpine Echinodermenbreccien; im ganzen wurden etwa 300 Schliffe durch solche Gesteine untersucht. Die untersuchten Gesteine wurden zu Typen zusammengefaßt, je nachdem das Ge-

stein lediglich aus zoogenen Trümmern oder solchen mit authigenem oder allothigenem oder beiderlei Zement besteht.

Ergebnisse von allgemeinerer Bedeutung oder unerwarteter Art hat die Arbeit, welche viel Mühe und Kosten verursacht hat, nicht gebracht. Doch ergibt ein Vergleich der verschiedenen Typen und Gesteine, daß genaue Untersuchung bei möglichst großem Material so verschiedenartige Erhaltungszustände und Komponentenverknüpfungen aufzudecken vermag, daß die Geeignetheit sedimentpetrographischer Untersuchungen für stratigraphische Zwecke außer Frage steht, wie auch schon u. a. die bekannten Arbeiten von Arnold Heim dargetan haben.

Das reiche Literaturverzeichnis wird allen denen willkommen sein, welche sich mit der Petrographie von Kalksteinen im besonderen oder Sedimentpetrographie im allgemeinen beschäftigen. Es berücksichtigt auch die diesbezügliche chemische und biologische Literatur. **K. Andrée.**

C. A. Cotton: Conditions of Deposition on the Continental Shelf and Slope. (Journ. of Geol. 26. 135—160. 8 Fig. 1918.)

Verf. bespricht die verschiedenen Ansichten über die Bildung des Schelf und schließt sich der Annahme an, daß in ihm im wesentlichen Bildungen nach Art der Deltas in Seen vorliegen, die fast alle Küsten begleiten; das Wachstum bezw. der Abtrag des aufgeschütteten Materials hängt ab von dem Verhältnis der Küste zum Wasserspiegel (Stehenbleiben, positive, negative Strandverschiebung) und der Menge des den Wellen zur Verfügung stehenden losen Materials; bei zurückweichender Küstenlinie kann ausnahmsweise, wie in Norwegen, infolge Wegführung des abbrechenden Materials, durch Strömungen, der Schelf ganz oder zum größten Teil in anstehendes Gestein eingeschnitten sein. Die Absätze auf der küstennahen Plattform sind sehr schwach bei unveränderter Küstenlage, wobei sich die Hauptmasse des Sediments in geneigten Schichten am Absturz des Schelfs absetzt; weiter nach außen folgen pelagische Sedimente; bei sinkender Küste und starker Materialzufuhr sind sie auf der Plattform und dem Absturz annähernd gleich, während bei spärlicherer Zufuhr die Absätze am Absturz sehr schnell in dünne, pelagische Ablagerungen übergehen. Die Absätze auf der Plattform sind bei reichlichem Absatz nicht lange andauernder mechanischer und chemischer Beeinflussung ausgesetzt, da sie schnell von neuem Material überdeckt werden; sie sind daher sandig und enthalten viel wenig zersetzte Silikate, geben daher, wenn die Küste aus Eruptivmaterial besteht, Anlaß zur Bildung von Arkosen und Grauwacken; bei sehr großer Zufuhr können sich ähnliche Gesteine auch am Absturz bilden, der sonst mehr feinkörniges Material, kalkige und tonige Bildungen sowie Grünsand, enthält. Wechsel der Materialzufuhr an einer sinkenden Küste kann somit vielfache Wechsellagerung von grob- und feinkörnigem Sandstein, Arkose, Grauwacke mit mehr oder weniger kalkigen und tonig-mergeligen Gebilden und Grünsand zur Folge haben, zwischen

die sich noch dünne, pelagische Bänke einschieben können. Auf diese Weise werden Schichtenfolgen in Neu-Seeland erklärt, die Kalkeinlagerungen in tonigen und mergeligen Gesteinen und in Grünsand und glaukonitisch-sandigen Kalken mit Übergängen in mergelige Gesteine nach dem Hangenden enthalten. **Milch.**

C. H. Gordon: On the Nature and Origin of the Stylolitic Structure in Tennessee Marble. (Journ. of Geol. **26**. 561—568. 1 Fig. 1918.)

Verf. beschreibt die in dem besonders in seinen lichtrot und grau gefärbten Varietäten als „Tennessee Marble" vielfach als Dekoration verwendeten ordovicischen Kalk in der Umgegend von Knoxville häufig auftretenden Stylolithen, die auf Platten als zackige Suturen erscheinen, und schließt sich für ihre Entstehung der Auffassung von Th. Fuchs an, wonach diese Gebilde durch ungleichmäßige Lösung längs Bruchflächen nach der Verfestigung entstanden sind. Sätze wie „In 1807 Friesleben described it as »apfenförmiger Strictur der Flötzkalksteine«" sollten durch etwas sorgfältigere Korrektur vermieden werden. **Milch.**

G. Berg: Stylolithbildung in zwei zueinander senkrechten Richtungen. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **69**. -36-. 1 Fig. 1917.)

Verf. bildet einen Zechsteinkalk aus der Gegend von Thalitter ab, an dem senkrechte Stylolithen von den horizontalen Schichtungen aus gebildet auftreten, und gleichzeitig wagrechte von senkrechten Haarspalten aus in das Gestein vordringen. **Milch.**

W. H. Bucher: On Oölites and Spherulites. (Journ. of Geol. **26**. 593—609. 2 Fig. 1918.)

H. Schade hatte zur Erklärung der Hornsteine gezeigt, daß derartige rundliche Konkremente sich beim Übergang von einem Emulsoid in einen festen Körper bilden und daß sie beim Übergang in den kristalloiden Zustand radialstrahlig werden, falls die Substanz rein ist, daß aber durch gleichzeitige Ausscheidung anderer Körper konzentrisch struierte Gebilde entstehen. Verf. hat ganz entsprechende Erscheinungen beim Eisenchlorid beobachten können. Im Anschluß an diese Versuche führt er aus, daß alle in der Natur als Ooide vorkommenden Substanzen auch als Kolloide bekannt sind; unter diesen zeigen von H. Wuestner und E. S. Moore aus den Petroleumbrunnen von Hardin County, Texas, beschriebene Barytooide, die sich innerhalb der Brunnenrohre gebildet haben müssen, das gleiche Netzwerk von radialstrahligen Kanälen, die von Kalkowsky als Beweis für organische Entstehung angesprochen wurden. Vielfach kommt Ooidtextur zustande, wenn nur ein Komponent im emulsoiden Stadium sich befunden

hat; die Menge von diesem braucht nicht groß zu sein, um die charakteristische Anordnung hervorzurufen. Verf. nimmt an, daß die meisten, wenn nicht alle ooidischen (konzentrisch struierten) und sphärolithischen (radialstrahlig struierten) Körner ihre Gestalt dem Übergang ihrer Substanz oder eines Teiles ihrer Bestandteile aus dem emulsoiden in den festen Zustand verdanken, daß sie in der überwiegenden Mehrzahl der Fälle ihre runde Gestalt mithin nicht durch ständiges Rollen auf dem Seeboden erhalten haben. Die Rolle der Algen, besonders der Schizophyceen nach Rothpletz, und der Bakterien beschränkt er auf die durch sie hervorgerufene Ausscheidung der betreffenden Salze als Emulsoid aus der Lösung, wodurch sie zur Entstehung von oolithischen Körnern günstige Bedingungen schaffen.

Milch.

C. J. Maury: Ein Fall konkretionären Wachstums von kohlensaurem Kalk in der Kapprovinz. (Amer. Journ. of sc. (4.) **44**. 1917. 369—370.)

Das Vorkommen eines reinen Kalkes 40 Meilen nördlich Kapstadt bei Hermon in den Malmesburyschichten erklärt Verf. durch ein großartiges Beispiel konkretionären Wachstums, ähnlich wie die Salzdome in Louisiana nach G. D. Harris (Louis. Geol. Surv. Bull. **5**; **7**. 1908. 75—83) durch eine „Kristallisationskraft" aufgedrungen sein sollen (vgl. über die Kraftäußerung wachsender Kristalle St. Taber und E. T. Long, Amer. Journ. of sc. (4.) **41**. 1916. 532 und **43**. 1917. 289). Auch die kegelförmigen Salzberge von Rhang el Melah, Ain Hadjera und Djebel el Melah (Algier) gehören hierhin. Ähnliche Bildungen wie der Kalkdom von Hermon beobachtet man bei Piquetberg nördlich Hermon.

W. Eitel.

W. A. Tarr: Über die Entstehung des Feuersteins in den Kalksteinen der Burlington-Formation. (Am. J. Sci. (4.) **44**. 1917. 409—452.)

Die sehr ausführliche Arbeit legt dar, wie die außerordentlich weitverbreiteten Feuersteinkonkretionen in den Kalksteinen der Burlington-Formation aus kolloidaler Kieselsäure gebildet worden sind, welche zum größten Teil von Flüssen dem Meere zugeführt wurde, weit hinaus in die See gelangte, um endlich nach genügender Konzentration durch Elektrolytwirkung der Salze des Meerwassers ausgefällt zu werden. Nach der Koagulation hat sich wohl die Kieselsäure zu mehr oder weniger rundlichen Massen zusammengeballt, welche die den heutigen Knollen eigentümliche ellipsoidische Gestalt durch äußeren Druck unter dem Gewichte der überlagernden Sedimente allmählich annahmen. Das Gefüge der Knollen, ihre Beziehungen zu dem Kalkstein, ihre physikalischen Eigenschaften sowie ihr Reichtum an verkalkten Fossileinschlüssen bei gänzlichem Fehlen von Kieselorganismen läßt sich auf die oben dargelegte Weise restlos

erklären, während es nicht möglich ist, diesen Tatsachen durch die ältere Verdrängungstheorie gerecht zu werden. Der Feuerstein ist also aus einem chemischen Niederschlag durch Ausflockung eines Kolloides gebildet worden; die Sedimentation der Kieselsäure erfolgte gleichzeitig mit derjenigen der Kalke und Dolomite. Die Kieselsäure selbst stammt aus Lösungen, die durch chemische Verwitterung der Gesteine an Land entstanden waren. Druck, Wasserverlust und endlich Kristallisation zu Chalcedon und Quarz verfestigten das Präzipitat im Laufe der Zeit.

Von den in der Arbeit gegebenen 15 Analysen von verschiedenen Feuersteinvorkommen stammen No. 1, 9—14 von E. O. Hovey (s. Mo. Geol. Surv. 7. 1894. 727—739), No. 2—8 dem Bull. 591. U. S. Geol. Surv. 222 entnommen. No. 15 ist eine neue Analyse eines frischen Feuersteins der Burlington-Formation, von Columbia, Mo. (Anal. Tarr):

98,23 SiO_2, 0,29 $Al_2O_3 + Fe_2O_3$, 1,00 CaO, Glühverl. 0,12; Sa 99,64.

W. Eitel.

C. A. Cole: The rhythmic deposition of flint. (Geol. Mag. 4. 1917. 64—68.)

Statt den großen Rhythmus der Verteilung des Feuersteins in der Oberkreide mit G. W. Bulman (1916) darauf zurückzuführen, daß die Entwicklung der cretacischen Schwammrasen von jahreszeitlichen Wärmeschwankungen des Meereswassers abhängig gewesen sei, läßt sich eher Liesegang's Erklärung (1913) ausbauen, wonach diffundierende SiO_2-Lösung einer rhythmischen Konzentration und Ausscheidung unterlag. Die Flintlagen sind also das Produkt einer sekundären Entmischung der ursprünglich gleichmäßig SiO_2-haltigen Kreide, in welcher Stoffwanderungen in zwei Richtungen erfolgten. Wo sich SiO_2 lagenweis anreicherte, mußte $CaCO_3$ in Lösung gehen und abwandern, jedoch erfolgte letzteres nicht restlos, insbesondere widerstanden calcitische Hartgebilde von Organismen oft der Pseudomorphosierung. Andererseits ist auch nicht alles SiO_2-Material des Sedimentes mobil geworden, sondern viele nicht aufgelöste kieselige Skelettelemente haben später als Ausflockungszentren für die Flintknollen gedient oder sie wurden — wohl in der Mehrzahl der Fälle — bei völlig passivem Verhalten wahllos umschlossen.

Wetzel.

W. A. Richardson: The Origin of cretaceous flint. (Geol. Mag. 6. 1919. 535—547. 4 Textabb.)

Liesegang's Erklärung der obercretacischen Flintbänder als Ergebnis eines großen Ausflockungs-Rhythmus wird zur sog. replacement-hypothesis ausgebaut auf Grund von qualitativen und besonders von quantitativen Untersuchungen der englischen Vorkommnisse. Hinsichtlich der Bildungszeit des Feuersteins sagt die Hypothese, schon nach Liesegang und Cole — s. voriges Referat — aus, daß sie mit der Zeit der nachträglichen Trockenlegung und Heraushebung der Kreidesedimente zusammenfällt. Zur Begründung führt Verf. an, daß kein Unterschied bestünde zwischen dem

sicher sekundären Spaltenfeuerstein und dem Flint der Knollenlagen, daß es keine rezenten Analoga für primären Flint gibt, und daß die Flintführung der englischen Kreide statt völliger Horizontbeständigkeit vielmehr eine Abhängigkeit von der epirogenetisch entstandenen Abtragungsoberfläche der Kreide aufweise, wenigstens hinsichtlich der Hangend- und Liegendgrenze der Flintführung (innerhalb des Spielraumes *Terebratula gracilis*-Schichten, *Marsupites*-Schichten). Wo sich der SiO_2-Gehalt in Form von Flintbändern konzentriert hat, ist der durchschnittliche SiO_2-Gehalt des gesamten Sedimentes von derselben Größenordnung wie in flintfreier Kreide, und zwar handelt es sich um ursprüngliche SiO_2-Gehalte von etwa 2,5 %, die aber in Kent auf 6 % hinaufgehen, wo ein erheblicher Teil der ursprünglichen Kalkmasse verloren gegangen ist. Dafür, daß die Quelle des SiO_2 der Flinte im Sediment selbst zu suchen ist, spricht außer den quantitativen Verhältnissen der SiO_2-Gehalte, d. h. der (im Diagramm erkennbaren) umgekehrten Proportionalität zwischen Feuerstein-Kieselsäure und fein verteilter Kieselsäure des Kreidesedimentes auch der Umstand, daß mit der Umgruppierung des SiO_2-Gehaltes im Sediment auch eine solche des $CaCO_3$-Gehaltes wahrscheinlich einhergegangen ist; der aus der Verkieselungszone abwandernde Kalk scheint eine Verdichtung der liegenden Kreidebänke bewirkt zu haben.

Bei der Verkieselung der Kreide haben sich alle möglichen Zwischenstadien erhalten, insbesondere sind die liegendsten und hangendsten Konkretionen der Feuersteinzone der Oberkreide sozusagen „unfertig" geblieben. Das paßt zu der Vorstellung vom Konzentrationsrhythmus ebenso wie die Tatsache, daß in der Mitte der Feuersteinzone die Flintlagen den $\pm$ konstanten Abstand von nur 2—3 Fuß voneinander haben, und daß sich dieser Abstand nach dem Hangenden wie nach dem Liegenden zu mehr und mehr vergrößert. **Wetzel.**

G. R. Mansfield: General features of the New Jersey glauconite beds. (Econ. Geol. **14**. 555—567. 1 Karte. 1919.)

Während des Krieges wurde ganz Nordamerika nach abbauwürdigen kalireichen Gesteinen durchforscht. Dies gab Veranlassung, die glaukonitischen Schichten der oberen Kreide von New Jersey durch zahlreiche Bohrungen zu untersuchen. Die Arbeit ist ein vorläufiger Bericht über diese Untersuchungen. Die Mächtigkeit der oberen Kreide schwankt zwischen 200 und 400 m; sämtliche Kreideschichten enthalten mehr oder weniger Glaukonit, besonders reich daran sind drei Lagen von 8—12 m Mächtigkeit. Diese Grünsande wurden schon in der Mitte des vorigen Jahrhunderts für Düngezwecke abgebaut, der Abbau kam durch die Einfuhr besserer Düngemittel zum Erliegen. Während des Krieges wurde die Verarbeitung des Glaukonits auf Kalidünger angeblich mit einiger Aussicht auf Erfolg versucht; es wurden für diesen Zweck vier Gesellschaften gegründet, deren Werke aber Anfang 1919 erst teilweise fertiggestellt waren und noch keine wesentliche Produktion geliefert hatten. **Hummel.**

G. R. Mansfield: The physical and chemical character of New Jersey Greensand. (Econ. Geol. **15**. 547—566. 1 Taf. 1920.)

Die Glaukonitlagerstätten von New Jersey wurden mineralogisch und chemisch untersucht. Der Grünsand besteht im Durchschnitt zu 89,9 %, im besten Falle zu 97 % aus Glaukonit, der durch magnetische Separation gewonnen werden kann. Der Rest besteht überwiegend aus Quarz. Glaukonitkörner bilden durchschnittlich 73,1 %, im besten Falle 91,9 % des Gesteins, der Rest der Glaukonitsubstanz ist in fein verteilter Form vorhanden, welche durch Behandlung mit Wasser in colloidale Lösung übergeht. Der Kaligehalt des Grünsandes beträgt etwa 3—8 %, jedoch sind im besten Falle nur etwa 0,06 % des Kalis wasserlöslich. In der Verwitterungszone ist das Kali ausgelaugt, eine Anreicherungszone ist nicht mit Sicherheit festzustellen, jedoch nimmt Verf. an, daß die kalihaltigen Verwitterungslösungen in der Tiefe zur Neubildung von Glaukonitsubstanz aus den tonigen Teilchen des Sediments Veranlassung geben. Die Abbildungen zeigen Glaukonitkörner verschiedener Größe und lassen erkennen, daß die kleineren Körner stärker abgerollt sind als die größeren Teilchen.

Hummel.

Erdöl. Kohlen.

Henglein, M.: Die deutschen Ölschiefervorkommen. (Glückauf. 1921. 73—78.)

Offermann, H.: Die primären Öllagerstätten im Wietze—Steinförder Erdölgebiet. (Petrol. 1920. 479.)

Seldes, J.: Die Naphthalagerstätten der Umgegend von Boryslaw—Tustanowice. (Petrol. 1920. 499, 539, 608, 625.)

Mühlen, L. von zur: Die Ölfelder des europäischen Rußlands. Leipzig 1921.

Bube, K.: Über Montanwachs. (Jahrb. d. Halleschen Verb. 2. Heft. 1920. 229—238.)

Washburne, Ch. W.: A discussion of „Notes on principles of oil accumulation" by A. W. Mc Coy. (Journ. of Geol. **28**. 366—370. 1920. Antwort darauf ebenda 371—373.)

Spieker, E. M.: Erdöl in Persien und in den benachbarten Gebieten. (Eng. Min. Journ. **110**. 316—323.)

Rowe, J. P.: Öl und Gas in Montana. (Eng. Min. Journ. **110**. 412—417.)

Wegemann, C. H.: Erdöl in Wyoming. (Eng. Min. Journ. **109**. 1417.)

Freeman, O. W.: Ölfelder in Zentralmontana. (Eng. Min. Journ. **109**. 936.)

Moore, R. C.: Erdölquellen in Kansas. (Min. and Metallurgy. 1920. No. 158. Absch. 29.)

Illing, V. C.: The search for subterranean „oil-pools" in the British Isles. (Geol. Mag. [N. Ser. 6.] **6**. 1919. 290—301.)

Preiswerk, H.: On the geological features of the oil region in the Northern Punjab (British India). Geol. Magaz. **58**. 3—21, 74—80, 124—130. 1 Taf. 15 Fig. 1921.)

Lang, R.: Die Entstehung von Braunkohle und Kaolin im Tertiär Mitteldeutschlands. Ein geologisch-bodenkundliches Problem. (Jahrb. d. Halleschen Verband. 2. Heft. 1920. 65—91. 4 Abb.)

Zetzsche, P.: Steinkohle auf Spitzbergen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **29**. 1921. 118.)

Willert, H.: Über die Mineralführung der deutschen Braunkohlenflöze. (Braunk.- und Brik.-Ind. 1921. No. 6.)

Kristalline Schiefer. Metamorphose.

Erdmannsdörffer, O. H.: Mechanische Probleme bei der Bildung kristalliner Schiefer. (Naturw. 1920. 340—345.)

Goldschmidt, V. M.: Metasomatosen i silikatbergarter. Vorläufiger Bericht auf der II. Skand. Geologenvers. in Stockholm. (Geol. Fören. Förh. **43**. 463—468. 1921.)

Rogers, G. Sh.: Baked shale and slag formed by the burning of coal beds. (U. S. Geol. Surv. Prof. Paper. 108-A. 1917.

Bonney, T. G.: Foliation and metamorphism ire rocks. (Geol. Mag. [N. Ser. 6.] **6**. 1919. 198—203, 246—250.)

Regionale Geologie.

Asien.

H. Douvillé: Le Crétacé et l'Éocène du Tibet central. (Mem. geol. surv. India. Palaeont. Indica. N. S. **5**. Mem. No. 3. 1—52. Taf. 1—17. 1916.)

Im nördlichen Sikkim und südlich des Brahmaputra stehen bei Kampa Dzong und Tuna in 5—6000 m Höhe Kalke und Kalkschiefer an, die in ihrem überwiegenden Teile der Kreideformation, zu einem kleinen dem Eocän angehören. Das Studium der organischen Einschlüsse ist infolge schlechter Erhaltung sehr schwierig, die Gesteine sind unter der Einwirkung des Frostes und Wiederauftauens sehr zersplittert; die festeren Gesteinsstücke sind fast immer von einförmig schwarzer Farbe, die Fossilien, deren Schale oft verschwunden ist, heben sich wenig von dem Gestein ab. Da in diesem Gebiet das Vorkommen der Kreideformation nicht bekannt war, hat die Darstellung der Fauna um so erhöhtere Bedeutung. Der tiefste Horizont, der Giri-Kalk, ist fossilleer und gehört wahrscheinlich der Unteren Kreide an, da er dem Jura auflagert und vom Cenoman mit *Acanthoceras*

Newboldi Kossmat, *Mantelliceras laticlavium* Sharpe und *M. discoidale* Kossmat, *Turrilites costatus* Lam., *T. Wiestii* Sharpe und *T. Desnoyersi* d'Orb. bedeckt wird. Derselben Stufe gehören hellgraue Schiefer mit Echiniden, die *Hemiaster Grossouvrei* Gauth. und *H. cenomanensis* Cott. nahe stehen, an. Auf Turon deuten *Inoceramus, ?Plicatula radiola* Lam., *Pycnodonta vesiculosa* Sow. hin. Fossilleere Schiefer und Kalke, die nur eine kleine *Pycnodonta*-Art geliefert haben, sind wahrscheinlich dem Emscher zuzuweisen. Das Untere Senon (Campanien) birgt *Actaeonella crassa* Duj., *Bournonia Haydeni* n. sp., *B. tibetica* n. sp., *Endocostea Haydeni* n. sp., *Pycnodonta vesicularis* Lam., *Orbitoides Vredenburgi* n. sp. und *O. media* d'Arch. Das Obere Senon (Maestrichtien) enthält *Nerinea Ganeshi* Nötl., *Plagioptychus tibeticus* n. sp., *Plicatula hirsuta* Coqu. subsp. n. *plicata, Kingena Heberti* d'Orb., *Orbitoides tenuistriata* Vredenburg und *Omphalocyclus macropora* Lam.

Aus der Dänischen Stufe führt Verf. *Nautilus pseudobouchardi* Spengler, *N.* cf. *rota* Stol., *Gisortia depressa* Sow., *Ovula* cf. *ellipsoides* A. H., *O.* sp., *Terebellum distortum* A. H., *Gosavia salsensis* A. H., *Chenopus tibeticus* n. sp., *Ch. (Hippocrene) columbarius* (Lam.?) A. H., *Drepanochilus fucoides* d'Arch., *Campanile* cf. *breve* Douv., *C. brevius* n. sp., *Natica* cf. *Flemingi* A. H., *Velates tibeticus* n. sp., *Corbis* cf. *lamellosa* Lam., *Lima squamifera* Goldf., *Chama* cf. *distans* Desh., *Spondylus Rouaulti* d'Arch., *Delheidia Haydeni* n. sp., *Operculina canalifera* d'Arch., *O. Hardisi* A. H., *Siderolites miscella* d'Arch. und *Lepidorbitoides polygonalis* n. sp., *L. tibetica* n. sp. an.

Das Eocän enthält *Coniscala tibetica* n. sp., *Vulsellopsis legumen* A. H., *Liostrea Flemingi* A. H., *Orbitolites complanatus* und *Alveolina oblonga*.

Joh. Böhm.

Sven Hedin: Southern Tibet. Discoveries in former times compared with my own researches in 1906—1908. 5 Bde. Stockholm, Lithographisches Institut des Schwedischen Generalstabes. 1916—1918.

In diesem mit Abbildungen, Skizzen und Aquarellen von Landschaften, Ausschnitten aus früheren Karten glänzend ausgestatteten Werke gibt Hedin eine ausführliche Darstellung der Entwicklung der Kenntnisse von Südtibet.

Den Hauptteil des Werkes bildet die Geschichte der Entdeckung. Wenn dabei naturgemäß auch die Geologie des Gebietes sehr wenig Berücksichtigung findet, so soll doch hier wenigstens der Inhalt dieses Hauptteiles angeführt werden, weil er eine ausgezeichnete Grundlage für die erst in der letzten Zeit einsetzende geologische Erforschung abgibt.

Bd. 1 (293 p.): Der See Manasarovar und die Quellen der großen indischen Ströme. — Vom ältesten Altertum bis zum Ende des 18. Jahrhunderts.

Bd. 2 (330 p.): Vom Ende des 18. Jahrhunderts bis 1913.

Dieser Band enthält auch die Beschreibung von Hedin's Reise zum Manasarovar und zu den Quellen des Satledsch und Indus, ferner längs des Tsangpo.

Bd. 3 (369 p.): Transhimalaya: Geschichte der Erforschung, Hedin's Reise im zentralen Transhimalaya.

Bd. 4 (noch nicht erschienen).

Abgesehen von der Erörterung der Gebirgssysteme Tibets und ihrer Beziehungen zueinander, wie sie besonders durch Richthofen unternommen wurde, finden sich geologische Angaben, wenn auch spärlich, in vielen Kapiteln. Die Reisebeschreibungen Hedin's enthalten hauptsächlich Mitteilungen über Vorkommen von Gesteinen, daneben werden die mit dem hydrographischen System in naher Beziehung stehenden jungen Bildungen (Seeablagerungen, Flußschotter, Gehängeschutt, glaziale Ablagerungen) und die Einwirkungen des Klimas auf die Herausbildung der heutigen Formenwelt näher untersucht.

Die Zeichnungen und sonstigen Abbildungen geben eine ausgezeichnete Vorstellung von der Tracht des Gebietes, von den in bunten Farben leuchtenden Gebirgswüsten.

Wie bei dem früheren großen Werke Hedin's (Scientific results 1907) sind auch hier die geologischen Beobachtungen vornehmlich über die älteren Formationen in einem eigenen Bande zusammengestellt und von fachmännischer Seite bearbeitet.

Bd. 5: Zur Petrographie und Geologie von Südwesttibet von **Anders Hennig**. Stockholm 1916. 220 p. 21 Textabb. 11 Taf. 2 geol. Übersichtskarten.

Die Sammlung von Gesteinsproben umfaßt 1171 Stücke aus dem Gebiete zwischen 78° und 89° ö. L. und zwischen Kwenlun und den Tälern des Brahmaputra, Indus und Satledsch. Versteinerungen wurden nur in zwei Gesteinen gefunden, bestimmbar waren nur die Reste des einen (Kreide), daraus ergibt sich die Schwierigkeit bezw. Unmöglichkeit einer sicheren zeitlichen Ordnung der Formationen.

Die vereinzelt in dem ganzen Gebiete, am häufigsten im Transhimalaya und Brahmaputratale vorkommenden jungen Eruptiva werden wegen ihrer petrographischen Ähnlichkeit und ihres Zusammenhanges mit entsprechenden Bildungen im Himalaya als gleichalterig mit der dort spät-eocän angenommenen Eruptivformation angesehen, wodurch eine weitere Gliederungsmöglichkeit der übrigen Formationen gewonnen ist.

Aus dem Überblick über die für das Gebiet in Betracht kommende Literatur geht hervor, daß neben den Untersuchungen von Stoliczka im Karakorum und nordwestlich des Hedin'schen Gebietes und der Bearbeitung von Hedin's Material der Reise 1901 in Westtibet durch Bäckström und Johansson hauptsächlich die südlich angrenzenden Untersuchungen der indischen Landesanstalt im Himalaya in Betracht kommen, ferner die südöstlich und östlich von Hedin's Gebiet in den Provinzen Tsang und Ü durchgeführten Untersuchungen Hayden's.

Für den Westen des Hedin'schen Gebietes selbst liefern die Beobachtungen Zugmayer's einige Beiträge. Verf. erwähnt die diesbezügliche Veröffentlichung Zugmayer's, die geologische Bearbeitung dieses Materials durch den Ref. (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1913) ist ihm anscheinend entgangen.

Es folgt auf 134 Seiten die petrographische Beschreibung der Gesteinsproben. Im Anhang beschreibt Douvillé die an drei Stellen gefundenen Kalke mit Kreideversteinerungen. In Aksaitschin ist Barrêmien *(Orbitolina conulus* und *Choffatella)* und Cenoman *(Praeradiolites Hedini* n. sp.), in Lhungnak oberes Barrêmien *(Orbitolina bulgarica* und cf. *discoidea)* und Albien *(O. subconcava)*, in Dschiatschan oberes Barrêmien *(O. bulgarica* und cf. *discoidea)* nachgewiesen. Die Funde stellen die Verbindung her zwischen denen nördlich Karakorum und im Osten, wo Cenoman, obere Kreide mit Orbitoiden und Eocän nachgewiesen wurden.

An die Einzelbeschreibungen der Gesteinsproben schließt sich die Zusammenfassung der Gesteinsarten. Intrusiva sind als verschiedene Granite, Diorite, Peridotite vertreten, Effusiva als Porphyre, Liparite, Dacite, Diabase, Andesite und Basalte. Kristalline Schiefer kommen vor als Gneise, Amphibolite, Chloritschiefer, Leptite, Quarzite und Phyllite, vulkanische Tuffe lieferten Dacite und Andesite.

Die Sedimente: Konglomerate, Sandsteine und Quarzite, Tongesteine, Hornsteine, Kalksteine, endlich Kalksinter und Gipsausscheidungen. Nach dem Grade der Verfestigung bezw. der Metamorphose werden post- und präeocäne Sandsteine, Quarzite und Schiefer unterschieden, auf Grund der Annahme späteocänen Alters der Eruptivformation.

Einblick in die Lagerungsverhältnisse der Formationen gibt der Abschnitt: Geologische Profile. Es werden 15 Profile aus dem Transhimalaya besprochen. Soweit die Beschaffenheit der in ihnen vorkommenden Sedimente eine zeitliche Gliederung zuläßt, ergibt sich das Vorhandensein verschieden stark aufgerichteter und gefalteter Schichten. Sie sind häufig von Eruptivgesteinen durchbrochen und werden deshalb und wegen Ähnlichkeiten mit entsprechenden Himalayagesteinen für Bildungen von Jura und Kreide gehalten. Ihre Aufrichtung und Faltung wird in das Eocän gelegt. Aber auch die posteocänen Schiefer und Sandsteine sind häufig stark gefaltet und aufgerichtet.

Den Faltenbau zeigen besonders die Profile 11, 12 und 13, welche in tiefen Flußtälern aufgenommen sind (Meereshöhe rund 4500 m). Auch dort sind keine älteren Gesteine als die unter dem Barrêmien konkordant liegenden Schiefer und z. T. stark kalkigen Sandsteine und Quarzite entblößt.

Die geologische Entwicklungsgeschichte des Transhimalaya und südwestlichen Tibet läßt sich erst in großen Zügen feststellen. Stratigraphisch sicher ist nur Gault und Cenoman nachgewiesen. Das erlaubt, die darunter anstehenden Formationen als prä- und altcretacisch zu bezeichnen. Durch Vergleich mit dem Himalaya ergibt sich dann folgende Reihe:

Kalkstein des Barrêmien,
Sandstein und Quarzitschiefer = Neocom,
Tonschiefer und Phyllit
Kalkschiefer } = Spitischiefer = ob. Jura.

Eine Stütze erhält diese Gleichstellung durch die Beobachtungen Hayden's im Osten (Schigatse bis Gyantse und weiter östlich), wo eine Reihe von Schiefern, Sandsteinen und Kalksteinen, umgewandelt in Phyllite, Quarzite und Kalkschiefer, stellenweise mit Juraversteinerungen, angetroffen wurde, die nach Hayden wahrscheinlich sich nach Westen fortsetzt bis zur Quelle des Brahmaputra. Durch Hedin's Untersuchungen ist ihr Vorkommen auch nördlich dieses Flusses in großer Ausdehnung im Transhimalaya, an seinem Nordhang und im nördlich folgenden Seengebiete festgestellt worden.

Die Ablagerungen des Gault und Cenoman sind rein marin entwickelt, als dichte weißgraue bis rötlichgraue Kalksteine. Höhere Kreidestufen wurden nicht nachgewiesen. Aus Vergleichen mit dem Himalaya ergibt sich, daß der dort vorhandene jungcretacische Flysch hier nicht vorkommt. In Aksai-tschin liegen auf dem Cenoman posteocäne Sandsteine.

Eocän fehlt vollständig, späteocän, bezw. schon jungcretacisch beginnend, erfolgten die weit verbreiteten vulkanischen Vorgänge, in Verbindung mit Gebirgsbildung.

Die jüngeren Sedimente lassen keine genaue Altersbestimmung zu, vertreten aber natürlich das ganze jüngere Tertiär und leiten über zu den Bildungen der Jetztzeit. Auch das jüngere Tertiär ist noch gefaltet.

Die Geschichte des Gebietes beginnt im oberen Jura. Das Meer wird seichter, terrigenes Material bildet die Spitischiefer, die Einschwemmung vom Lande nimmt noch zu in der Kreidezeit, es bilden sich, zuerst noch mit Schiefer wechsellagernd, dann vorwiegend Sandsteine (= Gieumalsandstein). Oszillationen des Meeres erzeugen indessen noch Einlagerungen von Schiefer und Jaspis. Im Gault vertieft sich das Meer, transgrediert und bedeckt noch im Cenoman West- und Südwesttibet. Im Postcenoman verschwindet das Meer, seitdem herrschen kontinentale Verhältnisse. Es darf angenommen werden, daß das Ende der marinen Zeit verursacht wurde durch die Gebirgsbildung, welche jungcretacisch begann, im Eocän sich fortsetzte und bis zum Ende des Pliocäns dauerte. Sie war begleitet von starken Intrusionen und Effusionen, dadurch wurden die Sedimente piezokontaktmetamorphosiert.

Zum Schlusse wird die Stellung des Transhimalaya zu Himalaya und tibetanischem Hochlande besprochen. Aus der Verteilung der jungen Effusiva mit ihren Schlacken und Tuffen hauptsächlich im Transhimalaya, dem Vorkommen der postcenomanen Sedimente ebendort und dem Fehlen dieser beiden Gesteinsgruppen im Brahmaputratale ergibt sich, daß dieses in der Hauptsache Erosionstal ist, welches in den ursprünglich zusammenhängenden Block des Himalaya und Transhimalaya eingeschnitten ist.

Das tibetanische Hochland im N stellt eine große flache Mulde dar, welche sich anscheinend ohne größere Störungszonen an den Transhimalaya anschließt. Die Meinung Oswald's, daß dort eine Verwerfungslinie entlang

ziehe, daß die Falten im Hochlande jünger seien und daß das Brahmaputratal ein Graben sei, wird abgelehnt.

Die Tafeln geben Abbildungen von Gesteinsschliffen und den Versteinerungen, auf der ersten Karte sind die Fundpunkte der Formationen eingezeichnet, in Gruppen zusammengefaßt, die zweite Karte gibt die mutmaßliche Verbreitung dieser Formationen.

Für die Kenntnis von Zentralasien bedeutet das Werk einen beträchtlichen Fortschritt. Sicher scheint vor allem die nahe Beziehung des Hedingebirges oder Transhimalaya zum Himalaya in stratigraphischer und entstehungsgeschichtlicher Hinsicht. Wichtig ist auch die Feststellung des tertiären Alters der Granite, der Piezokontaktmetamorphose, dann des vollständigen Fehlens älterer Gesteine, endlich der einförmigen Verhältnisse im Hochlande, was mit den bisherigen Anschauungen gut übereinstimmt.

Die Kreidetransgression ist jetzt viel besser in ihrer Ausdehnung erkannt, die marinen Schichten dieser Zeit bedecken weite Flächen im südwestlichen Tibet, südlich des Kwenlun, welcher die nördliche Barre des Kreidemeeres bildete. **Leuchs.**

La Touche: Geology of the Northern Shan States. (Mem. Geol. Survey of India. **39**. Teil 2. 1913. 420 p. 27 Taf. 3 Karten.)

Das Gebiet liegt in Oberburma zwischen 96 und 98° 30′ ö. L., 23 und 22° n. Br., an der Ostküste von Gondwana. Die Schichtenfolge weist nahe Beziehungen auf zu der von Nordsiam und Yünnan und durch letztere wieder zu der Zentralchinas, so daß sich daraus ein einheitlicher Bildungsraum ergibt.

Die früheren Forschungen werden besprochen, daran schließt sich ein Abschnitt über die physikalische Geologie. Den Hauptteil des Werkes bildet die Beschreibung der Formationen. Von den jüngsten abgesehen, sind es folgende:

Ob. Pliocän od. Pleistocän	Süßwasserbildungen mit Kohlenspuren.
Tieferes Tertiär	fehlt.
Kreide	fehlt.
Jura	Namyau-Serie, rote Sandsteine und Schiefer, mit Lagen fossilführender Kalksteine.
Rhät	Napeng-Schiefer und Kalkstein, viel Versteinerungen.
Trias	fehlt.
Permo-Carbon	oberer Plateaukalkstein (*Fusulina*, *Productus* u. a.).
Carbon und Devon	unterer Plateaukalkstein (Dolomite, dolomitische Kalksteine, dolomitische Breccien, Spuren von Versteinerungen, an einer Stelle Fauna des Eifelien).

Oberes Silur	Zebingyi-Schichten (schwarze und graue Kalke und bunte Tone mit *Graptolithes, Tentaculites, Trilobites* u. a.), obere Namshim-Schichten (Mergel u. Kalke mit Trilobiten, *Orthoceras*, Brachiopoden u. a.), untere Namshim-Schichten (Sandsteine, z. T. mit Basalkonglomerat, mit Trilobiten, Brachiopoden u. a.).
Llandovery	Pangksapye Graptolithen-Schicht (dünnes, z. T. kohliges Schieferband, mit Graptolithen, Trilobiten u. a.).
Ordovicicum	Nyaungbaw-Schichten (rote u. blaue Kalksteine mit *Orthoceras, Camarocrinus*, Crinoideen), Hwe Mang-Schichten (purpurrote, z. T. kalkige Schiefer mit Trilobiten), obere Naungkangyi-Schichten (bunte Schiefer mit Kalklagen mit Cystideen, Trilobiten u. a.), untere Naungkangyi-Schichten (sandige Kalke u. Mergel mit Cystideen, Brachiopoden, Trilobiten), Ngwetaung-Sandsteine.
Tawng-Peng-System. Cambrium?	Bawdwinvulkanische Serie (rhyolithische Tuffe, Rhyolith, grobe Kiese), Chaung Magyi-Serie (rote, purpurne, graue Quarzite, Schiefer, Kiese, allgemein metamorph), Glimmerschiefer.
Archaicum	Mogok-Gneis (Skapolith- und Granat-Biotit-Gneise, mit Lagen von krist. Kalk und Linsen von Graphit, Rubine u. a. im Kalk.

Die Versteinerungsfunde sind von Cowper Reed, Healey, Diener in Palaeontologia Indica beschrieben. Verf. gibt noch Tafeln über die Verbreitung der einzelnen Formen und ergänzende Bemerkungen über die Fossilführung der Schichten. Die petrographischen und tektonischen Eigenschaften derselben werden eingehend besprochen ebenso wie ihre Verbreitung und ihre Beziehungen zu Vorderindien.

Guten Einblick in die ganze Schichtfolge gewährt die Bahnlinie Mandalay—Lashio, deshalb wird diese Strecke beschrieben.

In der historischen Übersicht gibt Verf. ein Bild der Entwicklungsgeschichte des Gebietes. Der vom Archaicum aufgebaute Teil gehörte zu dem großen archaischen Kontinent Gondwana. Auf ihm lagerten sich die Gesteine des Tawng-Peng-System ab, deren Entstehungs-

bedingungen noch unklar sind [wenn auch die Art dieser Ablagerungen terrestrische bezw. Deltabildung sehr wahrscheinlich erscheinen läßt]. Die Schichten erlitten tektonische Störungen, wurden metamorphosiert, saure vulkanische Ausbrüche durchbrachen sie. Darüber liegen die Ngwetaung-Sandsteine, feinkörnig, über diesen die fossilführenden marinen Naungkangyi-Schichten.

Das alte Land scheint starker Abtragung unterlegen zu sein (Fastebene), so daß die folgende Senkung das Meer rasch über ein weites Gebiet fluten ließ.

Die marine Sedimentation dauerte, mit gewissen Verschiedenheiten, an bis gegen das Ende des Silurs. Die örtlich sehr verschiedenen Zebingyi-Schichten liegen z. T. diskordant zu den älteren Schichten, sie sind Bildungen einer Lagune (kohlige Partien) und es mögen tektonische Bewegungen schon vorher erfolgt sein. Sicher waren die der Bildung des Plateaukalksteins vorhergehenden Bewegungen von großem Einfluß auf Gondwana, denn sie bezeichnen den Beginn des Zerfalles dieses alten Festlandes, welcher schließlich zur Ausbildung der Vortiefen führt. Am Ende des Mesozoicums erfolgt Hebung, im Rhät neue Senkung, die jedoch örtlich beschränkt ist. Im NO hebt sich während dieser Zeit das Land weiter, drängt zugleich weiter gegen S und im Jura lagern sich die von ihm abgeschwemmten, vorwiegend sandigen Schichten an dem Südrand des Landes ab. Die in Sze-tschuan schon seit dem Perm herrschenden Bedingungen werden jetzt auch diesem Gebiete aufgezwungen.

Unsicher ist noch die Hauptzeit der Gebirgsbildung. Sie scheint älter zu sein als im Himalaya. Verf. meint aber, daß diese beiden großen Bewegungen, dort von N., in den Shan-Staaten von O, gleichartig gewesen seien. Es entstanden zwei Arten von Störungen: Falten verschiedener Art mit Überschiebungen und vertikale Brüche. Letztere sind jünger und dauerten, in schwächerem Ausmaße, noch bis in das Pleistocän an.

Aus den Profilen ergibt sich die ziemlich einfache Faltung der cambrischen und ordovicischen Schichten, die transgressive Überlagerung durch die silurischen, sowie den Plateaukalkstein. Die ordovicischen Naungkangyi-Schichten sind an einer steil ostfallenden Fläche über silurische Namshim-Sandsteine überschoben, auch die Verwerfungen fallen sehr steil nach O ein. Silurische und jüngere Schichten liegen im allgemeinen ziemlich flach. Im ganzen erreichen Faltung und Zusammenschub kein großes Maß, doch ergibt sich eine vorherrschende Bewegungsrichtung gegen W, und das entspricht der im Himalaya herrschenden Richtung gegen S. In beiden Fällen geht die Bewegung von dem aktiven Angaraland gegen das passive Gondwana.

Den Schluß bildet ein Abschnitt über Bodenschätze.

Drei geologische Karten im Maßstab 1 : 253 000, Abbildungen von Landschaften, Aufschlüssen, Gesteinen und Versteinerungen erläutern die Ausführungen. **Leuchs.**

F. Solger: Die Geschichte der chinesischen Gebirge. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1920. 72. Monatsber. 210—231. 6 Textabb.)

Verf. war mit W. K. Ting an der Leitung der chinesischen geologischen Reichsanstalt bis Kriegsbeginn tätig. Seine Reisen führten ihn in die Provinzen Tshili, Shansi, Shantung, Kiangsu, Anhui und Kiangsi. Zusammen mit den früheren Forschungen ergibt sich jetzt folgende Schichtgliederung für Nord- und Mittelchina, welche an die 1914 gegebene Gliederung für Nordchina (s. Bespr. dies. Jahrb. 1921) anknüpft.

Diskordanz	Schichten in Shantung:	Alter:
A	Löß aus 3 Perioden, Basaltausbrüche	Quartär
——δ		
B —γ	porphyrische Ergüsse, Granit- u. a. Intrusionen, Kontakteisenerze, Porphyrite u. ä.	Tertiär
——δ		Kreide
C	Sandstein meist bunt, darin ein fahler Horizont	
D	weißer Quarzit, Juraschicht im Schacht v. Fangtse	Jura
		Trias
E	bunte Schichten m. vulkanischen Ergüssen u. Tuffen	Perm
F	Kohlen von Fangtse, Hungshan u. a.	Carbon
G —η	—	Devon
——ϑ		
G	Kalkstein	Silur
H	Kalksteinschichten m. Oolithen u. „Wurmkalken“	
J	tonige rote Schichten	Cambrium
K	Kieselkalke (nur lokal?)	
——λ		
L	gefaltete Schichten, z. T. mit intrusivem Granit	Algonkium
Z (weitere Diskordanzen)	ältere metamorphe Gesteine	Archäicum

Diese Gliederung wird zugleich mit den Gliederungen von Richthofen und Willis in Nord- und Mittelchina in Beziehung gesetzt.

Die Forschungen des Verf.'s gehen zunächst darauf aus, bei dem Fehlen stärkerer Gebirgsbildung in China zwischen Präcambrium und Jungmesozoicum, solche Diskordanzen aufzufinden, die auf der Überlagerung abradierter Gebirgsrümpfe durch jüngere Schichten beruhen. Das ist der Fall zwischen L und K. Ältere Diskordanzen finden sich noch in Z, aber die alten Falten sind gänzlich abgetragen, so daß die Ansicht Richthofen's von einem bestimmenden Einfluß dieses „Grundgebirges“ auf die spätere Gestaltung des Gebietes weder bewiesen noch widerlegt werden kann. Deshalb weist Verf. auch Suess' Annahme des alten Scheitels von Eurasien ab und läßt als sicher nur das Angaraland seit Devon oder spätestens Carbon bestehen.

Jedoch gibt Verf. zu, daß vielleicht noch zur Zeit der Bildung von K in Nordchina stärkeres Relief vorhanden und erst während J und H völlige Einebnung erreicht war.

Bei dem Fehlen carbonischer Gebirgsbildung ergibt sich die Schwierigkeit, die Zeit der Metamorphose von Schichten festzustellen, welche nicht normal von K oder J überlagert sind. Verf. nimmt an, daß die Umwandlung durch die junge, in der oberen Kreidezeit beginnende Gebirgsbildung erfolgt ist.

Im Paläozoicum werden, zum Teil in Anlehnung an Europa, Zentralasien und angrenzende Teile von China 3 Diskordanzen angenommen: zwischen Unter- und Obersilur, zwischen Unter- und Mitteldevon, zwischen Unter- und Obercarbon. Eigentliche Gebirgsbildung geht in Nordchina keiner dieser Diskordanzen voraus. F beginnt noch (Moskauer Stufe) mit Einschaltung mariner Lagen, nach oben gehen die Ablagerungen in festländische über (Überkohlensandstein = Angaraschichten). Die Gliederung stützt sich, bei dem Fehlen von Versteinerungen, auf die petrographische Ausbildung. Bunte Sandsteine und Schiefer beweisen trockenes, entfärbte und grünlichgraue fahle feuchtes Klima. E entspricht dann Mittelperm—oberer Trias, D Jura, C Kreide. Diese Gliederung stimmt gut überein mit der von Merzbacher und Ref. für den Tianschan bezw. für Zentralasien angegebenen.

Es folgen Ausführungen über die Gliederung in Mittelchina, auch dort werden manche Schichten zeitlich anders bestimmt als bei Richthofen, die Diskordanz des Wu-shan-Kalkes über F scheint Vert. eine tertiäre Überschiebung zu sein.

Ebenso wie Nord- war auch Mittelchina ein Teil von Angaraland, im Yangtsegebiete liegen permocarbonische Fusulinenkalke als Bildungen des südlich angrenzenden Meeres.

Die Arbeitshypothese des Verf.'s geht von der Annahme aus, daß alle tektonischen Störungen im Cambrium und in jüngeren Formationen jünger sind als C, ebenso wie alle nicht sicher präcambrischen Intrusionen und Kontaktmetamorphosen. Daraus ergeben sich wesentliche Verschiedenheiten gegenüber Richthofen. Ein Vergleich eines von Richthofen aufgenommenen Profils südwestlich Peking mit Aufnahmen des Verf.'s läßt diese deutlich erkennen: dem einfachen Faltenbau dort steht ein durch starke Überschiebungen verändertes Bild des Baues gegenüber. Des weiteren geht daraus hervor, daß mehrere Faltungsperioden anzunehmen sind. Es ist somit ihre Zahl und die Richtung der von ihnen gebildeten Gebirgssysteme festzustellen. So gelangt Verf. zu 3 Faltungen (δ, γ, β. Der Anteil dieser am Bau Chinas wird untersucht und die Gebirgswelt in „tektonische Systeme“ eingeordnet. Erwähnt sei noch, daß die Kwei- und die Küstenstaffel nicht durch Zerrungsbrüche, sondern durch Stauchungen entstanden sind.

Zeitlich ergibt sich δ = mittlere Kreide, γ = Eocän (nach Parallele mit Hokkaido und Tianschan), β = Jungneogen. Von den Ergebnissen ist besonders bemerkenswert: die Entstehung der großen Staffeln durch tangentiale Bewegung, wie schon vorher Horn angenommen hatte, die enge Übereinstimmung der Angaraschichten mit denen in Zentralasien, das Fehlen von carbonischer Gebirgsbildung, wie überhaupt jeder einigermaßen

bedeutenden tektonischen Bewegung im ganzen Paläo- und dem größten Teil des Mesozoicums. Dadurch besteht ein auffallender Unterschied gegenüber Zentralasien und auch SW-China. Es sei hier daran erinnert, daß nach Richthofen-Frech in N-China zwischen Ende des Silurs und Ende der Trias mannigfache Gebirgsbildung stattfand. Auf jeden Fall zeigt sich auch hier wieder mit der zunehmenden Erforschung die Schwierigkeit der Deutung des Gesamtbildes. **Leuchs.**

Fritz Machatschek: Landeskunde von Russisch-Turkestan. Bibl. länderkundlicher Handbücher. XIV + 348 p. 21 Taf. 33 Textabb. Engelhorns Nachf., Stuttgart 1921.

Das Werk gibt eine ausgezeichnete landeskundliche Darstellung Westturkestans. Dabei ist die Grundlage jeder solchen Darstellung, nämlich die geologische Entstehungsgeschichte und der besonders bei der Bildung der jüngeren Formationen und der heutigen Formen der Oberfläche entscheidende Einfluß des Klimas ausführlich behandelt, so daß die entsprechenden Abschnitte des Buches eine sehr gute, wenn auch natürlich nur gedrängte Übersicht über die Hauptzüge der Geologie und Morphologie des Landes bieten.

Das ermöglicht dann wieder, bei den Schilderungen der Pflanzen- und Tierwelt, der Besiedelung und politischen Gestaltungen, endlich der wirtschaftlichen Verhältnisse deren Abhängigkeit vom Bau des Gebietes zu zeigen, Erscheinungen, welche sich gerade in Innerasien auf Schritt und Tritt offenbaren und die Notwendigkeit geologischer Grundlagen für die geographische Forschung beweisen.

Es sollen hier nur die geologischen Abschnitte besprochen werden. Im allgemeinen Teil gibt Verf. in der geologischen und morphologischen Entwicklungsgeschichte einen Überblick über die Hauptereignisse. Die Zeit vorwiegender Meeresbedeckung im Paläozoicum, mit der devonischen Kwenlun- und der untercarbonischen Tianschan-Transgression, wurde abgeschlossen durch die obercarbonische Gebirgsbildung, welche hauptsächlich steile Aufrichtung der Schichten, weniger echte Faltung, nirgends in dem Gebiete horizontale Schubbewegungen erzeugte und verbunden war mit Aufdringen von Eruptiven.

Es entstanden Gebirgssysteme, welche häufig nach S konvexe Bogenformen hatten, wie sich aus den heutigen Überresten noch erkennen läßt. Die alten Leitlinien sind erhalten geblieben, das alte Gebirge war der Vorläufer des heutigen.

Im nördlichen Teil des Gebietes folgte die bis heute andauernde Landzeit, das Gebiet war mit Angaraland vereinigt. Die Angaraschichten beweisen z. T. feuchtes Klima (Pflanzen, Kohlen), die tertiären Hanhaischichten arides (Salz).

Der südliche und westliche Teil blieb noch in wechselndem Maße vom Meere bedeckt. Perm, Trias, Jura und untere Kreide sind aus verschiedenen Gebieten nachgewiesen. Im Westen erfolgte nach den tektonischen Be-

wegungen der mittleren Kreidezeit eine große Transgression der oberen Kreide, im Mitteleocän drang das Meer noch weiter gegen O vor bis in das Tarimbecken, jüngere Meere blieben auf die westlichen niedrigen Gebiete beschränkt.

Bei diesen marinen Ablagerungen tritt jeweils mehr oder weniger deutlich der Einfluß des angrenzenden Landes hervor. In ihm konnte, durch tektonische Ereignisse wenig gestört, starke Abtragung erfolgen, es entstand „eine über den ganzen Tianschan und seine Nachbargebiete hinwegziehende einheitliche Rumpffläche". Vorwiegend soll diese entstanden sein durch die Vorgänge des humiden und erst gegen Ende dieser Periode unter Zunahme des sich verschärfenden ariden Klimas. Die dadurch erreichte Endform hatte hauptsächlich im W tiefe Lage und ausdruckslose Gestalt, in den inneren und östlichen Teilen dagegen war keine solch starke Abtragung erfolgt, ansehnliche Höhen überragten die Einebnungsflächen (Reste der alten Faltenzüge, härteste Gesteinsmassen). Damit nähert sich Verf. in erfreulicher Weise der Anschauung des Ref., welcher die Herausbildung einer allgemeinen gleichhohen Rumpffläche für das ganze Gebiet, im Gegensatz zu Davis, ablehnt.

Die tertiäre Gebirgsbildung wirkte vorwiegend in radialer Richtung als Hebung bezw. Senkung von Schollen an steilen Brüchen. Randlich erfolgten auch tangentiale Bewegungen, Faltungen und Überschiebungen, aber nicht in einheitlicher Richtung (Suess), sondern stets von dem höheren gegen das tiefere Gebiet (Leuchs) gerichtet. Dadurch wurden Tianschan und Alai zu Rumpfschollengebirgen oder Kettenschollengebirgen (Supan), die heutigen Gebirge sind z. T. die Erneuerung der alten Faltengebirge.

Diese jungtertiären Bewegungen erfolgten in zwei Abschnitten, posthume Bewegungen dauerten bis ins Quartär, und, wie die Erdbeben zeigen, bis heute an.

Verschieden davon war die Entwicklung im Transalai und Pamir, wo im Mesozoicum und Alttertiär vorwiegend Meer war. Es entstanden in Ostbuchara echte Faltengebirge, danach große Brüche. Auch in der turanischen Niederung sind jungtertiäre Bewegungen festzustellen.

Im Quartär schuf die Eiszeit eine starke Vergletscherung. Die Meinungen über die Zahl der einzelnen Eiszeiten sind noch nicht geklärt, Verf. nimmt im westlichen Tianschan eine Hauptvergletscherung mit ein bis zwei Rückzugsstadien an. Ausführungen über die diluviale Schneegrenze, über Entstehung und Stellung der älteren Schotter, das aralokaspische Binnenmeer, das Klima des Quartärs beschließen diesen Abschnitt. Verf. erklärt die diluviale Vergletscherung als hervorgebracht durch eine verhältnismäßig unbedeutende Unterbrechung des herrschenden ariden Klimas.

Aus dem Abschnitt über Klima und Wasserhaushalt sei das Ergebnis der Untersuchungen bezüglich der Austrocknungshypothese angeführt. Diese darf jetzt als endgültig erledigt angesehen werden, die beobachteten Klimaänderungen der historischen Zeit sind durch kurzwellige

Niederschlagschwankungen hervorgebracht. Auch für die von Pumpelly und Huntington angenommenen säkularen Schwankungen und ihre Einwirkung auf die Völkerbewegung in Zentralasien lassen sich keine Beweise erbringen.

Die morphologischen Wirkungen der Gegenwart werden treffend geschildert, wobei die fluviatilen Formen im Gebirge, Verwitterung und Schuttbildung, das Wasser in der Wüste und besonders die bei dem ariden Klima wichtige Arbeit des Windes jeweils in kurzen, aber alles wesentliche bringenden Abschnitten behandelt werden.

Bei der Schilderung der wirtschaftlichen Verhältnisse wird auch der Bergbau erwähnt. Die wichtigsten Lagerstätten sind solche von Salz, Naphtha, Braunkohle, während Erze ohne größere Bedeutung sind.

Im speziellen Teil werden die einzelnen Gebiete beschrieben. Der geologische Bau wird dabei jeweils kurz gekennzeichnet, sowie die daraus sich ergebende äußere Form und ihre Abhängigkeit vom Klima. Verf. gliedert Russisch-Turkestan in acht Gebiete, deren Aufzählung schon einen guten Begriff gibt von der Mannigfaltigkeit des Landes: Balchaschbecken und Randgebirge, zentraler Tianschan, westlicher Tianschan, Alaisystem, Transalai und Pamir, westliches Gebirgsvorland, turanisches Zwischenstromland, Transkaspien.

Häufige Hinweise auf das reichhaltige Literaturverzeichnis geben die Möglichkeit genaueren Studiums der entsprechend der Art des Werkes nur zusammenfassend behandelten Fragen. Wo noch größere Unsicherheiten bestehen, wie bei der Entwicklungsgeschichte des Pamirgebietes, der zeitlichen Festlegung der Angara- und Hanhaischichten, der Ein- oder Mehrzahl der diluvialen Eiszeit u. a. ist dies ausdrücklich hervorgehoben. So bietet das Werk gerade auch durch seine objektive Darstellung eine ausgezeichnete Zusammenfassung der Kenntnisse von Russisch-Turkestan und bildet die Grundlage für weitere Forschung. **Leuchs.**

Ed. Hartmann: Kurze Mitteilung über Überschiebungen auf Niederländisch-Timor. Batavia 1916. 4 p. 1 geol. Karte mit Prof.

Es werden Profile aus dem Tale des Soengei Kokilah und des Ajer Mati, südlich Koepang, beschrieben. Autochthon ist Jura, darüber sind permische Kalke und Crinoideenbreccien mit Serpentin und Diabasporphyrit, ferner Hallstätter Triasschichten von NO her geschoben. Jungtertiär liegt über dem Ganzen. **Leuchs.**

Jaworsky, E.: Ein Beitrag zur Kenntnis des untersten Doggers auf Taliabu. (Staatsdruckerei, Haag 1921.)

Wanner, J.: Zur Tektonik der Molukken. (Geol. Rundsch. **12**. 1921. 155—165.)

Wilckens, Otto: Die Tigerinsel im Cantonfluß. (Geol. Rundschau. 10. 156—157. 1 Textabb. 1 Taf. 1920.)

Tikhonovich, N. and P. Polevoi: Geomorphological sketch of Russian Sacchaline. (Mem. Comm. géol. **120**. 1—77. 11 Taf. 3 Karten. Petrograd 1915. Russ.-Engl. Rés.)

Yokoyama, M.: Fossils from the Miura Peninsula and its immediate North. (J. Coll. Sci. Tokyo Imp. Univ. **39**. No. 6. 193 p. 19 Taf. 1 Karte. Tokyo 1920.)

Warren: Notes on a geological reconnaissance of Mountain Province, Luzon. (Philos. J. of Science Manila. **10**. Serie A. 177—207. 5 Taf. 5 Abb. 1915.)

Vredenburg, E.: Note on the marine fossils collected by Mr. Pinford in the Garo Hills. (Rec. Geol. Surv. India. **51**, 3. 303—337. 1921.)

Wayland, E. J.: Outlines of the Stone ages of Ceylon. (Spolia Zeylandica. **11**. Teil 41. 85—125. 9 Taf. Colombo 1919.)

Phillipson, A.: Zur morphologischen Karte des westlichen Kleinasien. (Peterm. Geogr. Mitt. 1920. 197—202. 1 Karte. 2 Taf.)

Neu-Seeland (-Australien).

C. A. Cotton: On the Relations of the Great Marlborough Conglomerate to the underlying Formations in the Middle Clarence Valley, New Zealand. (Journ. of Geology. **22**. 346—363. 1914.)

Marlborough ist eine Provinz im nordöstlichen Teil der Südinsel von Neu-Seeland. Der mittlere Clarencefluß trennt die beiden Gebirgszüge der Inland- und der Seawardkaikouras. In diesem Tale liegt über Ablagerungen, die als „Grey Marls“ bezeichnet werden, ein Konglomerat, das nach der Ansicht älterer Autoren eine diskordante Lagerung besitzen und von pleistocänem Alter sein sollte. Park hielt das Konglomerat für eine Moränenbildung der Eiszeit.

Nach den Untersuchungen des Verf.'s ist das „Great Marlborough Conglomerate“, wie Thomson es genannt hat, regelmäßig und zwar parallel mit den Schichten seiner Unterlage gebankt. Die Auflagerung ist konkordant. Unter den Geröllen, die das Konglomerat enthält, finden sich besonders solche aus Grauwacke und Kieselschiefer, Gesteinen der vorkreidischen Formationen, ferner Blöcke aus Amurikalk von unregelmäßiger Gestalt und bis Kopfgröße, Feuersteine und fossilführende tertiäre Sandsteine, endlich grobkörnige, basische Ergußgesteine. Offenbar ist das Konglomerat eine Flußablagerung. Man muß annehmen, daß die Geröllmassen aus einem Gebiete herbeigeschafft wurden, das tektonisch etwa 12000 Fuß höher lag als der Ablagerungsraum; denn dies ist die Mächtigkeit der Kreidesedimente im Gebiete des Clarencetales. Diese Hebung kann nur die Aufwärtsbewegung

eines Blockes an einer Verwerfung gewesen sein. Diese Hebung muß eine lebhafte Erosion an dem Verwerfungsabsturz zur Folge gehabt haben.

Das Konglomerat kommt auch noch an einigen Punkten der Küste von Marlborough zwischen der Kaikoura-Halbinsel und Kap Campbell vor. Diese Vorkommen bedürfen noch weiterer Untersuchung.

Otto Wilckens.

J. Allan Thomson: The Geology of the Middle Clarence and Ure Valleys, East Marlborough, New Zealand. (Transactions of the New Zealand Institute. **51**. 289—349. Taf. XXVI—XXIX. 1919.)

Der Clarence River ist ein Fluß der Provinz Marlborough auf der Südinsel von Neu-Seeland. Sein mittlerer Abschnitt fließt in nordöstlicher Richtung und annähernd gerader Erstreckung zwischen den Kaikoura Mountains im NW und den Seaward Kaikoura Mountains (auch Looker-on Range genannt) im SO. Jene erreichen 8516, diese 9465 Fuß Höhe. Am Ende dieses mittleren Abschnittes wendet sich der Clarencefluß mit scharfem Knick nach SO und durchbricht die Seaward Kaikouras in einer nahezu 4000 Fuß tiefen Felsenschlucht, die unpassierbar ist. Die Zuwege ins mittlere Clarencetal führen über die Pässe der einschließenden Bergketten. Der Fluß nimmt, während er dies von der Natur so eigentümlich abgeschlossene Tal durchströmt, von NW 10 und von Südosten 6 größere Flüsse auf, deren Unterläufe zum Teil Schluchten von mehreren hundert Fuß Tiefe ausgesägt haben.

A. Mc Kay war der erste Geologe, der das mittlere Clarencetal betrat. Es war dies in der Mitte der 80er Jahre des vorigen Jahrhunderts. J. Hector begleitete ihn einmal, 1885. Seit 1912 hat Thomson das Tal wiederholt besucht und erforscht. Bei der schwierigen Gangbarkeit des Geländes sind einer späteren Einzeluntersuchung noch dankbare Aufgaben vorbehalten.

Drei geologische Komplexe lassen sich im mittleren Clarencetal unterscheiden: ein paläozoisches (?) und altmesozoisches Grundgebirge, ein cretacisch-tertiäres Deckgebirge und pleistocäne lockere Bildungen. Das cretacisch-tertiäre Deckgebirge, das in Neu-Seeland überall in einem so scharfen Gegensatz zu dem älteren, von einer prämesocretacischen Faltung betroffenen Grundgebirge steht, bezeichnet Thomson als Notocän. Sein ältestes Glied ist vom Alter der Aube-Stufe.

Im Clarencetal ruht das Notocän mit einer sehr deutlichen Diskordanz auf dem Pränotocän. Es fällt steil nach NW und stößt an Bruchlinien, deren bedeutendste als Clarence-Bruch bezeichnet wird und in einem westlichen Abstand von einigen Meilen parallel mit dem Fluß verläuft.

Die pränotocänen Gesteine bestehen aus einem endlosen Wechsel von Grauwacken und Tonschiefern. Ganz oben haben sich darin Inoceramen gefunden, außerdem nur hier und da schlecht erhaltene Pflanzenreste. Diese Gesteine sind scharf gefaltet. Nach Mc Kay wäre das

Generalstreichen NO, Thomson fand eher ein nordwestliches. Im einzelnen wechselt das Streichen sehr. Durchsetzt werden diese Sedimente von Intrusivmassen aus Quarzsyeniten, Quarzdioriten, Doleriten und Gabbros, die höchstwahrscheinlich gleichalterig sind mit den Laven im Clarentian. Besonders im Gebiet des Mount Tapuaenuku in den Kaikouras sind diese Eruptiva verbreitet, auch lamprophyrische Gänge sehr zahlreich. Die Faltung des Pränotocäns gehört der Gebirgsbildung an, die von Thomson als die Post-Hokonui-Faltung bezeichnet ist. Die jüngsten Schichten, die von dieser Faltung noch ergriffen sind, sind die pflanzenführenden Wealdenbildungen der Weikato Heads; die ältesten Schichten des Notocäns im Bereich des Clarencetales sind Mittelkreide. Damit ist das Alter dieser Gebirgsbildung ziemlich scharf bestimmt: es ist intra-infracretacisch.

Das Notocän, das mit einer scharfen Diskordanz auf den abgetragenen Falten des Pränotocäns ruht, hat früher eine weitere Ausdehnung besessen als heute. Bei seiner Ablagerung waren die Kaikouras und die Looker-on Range noch nicht vorhanden. Es zeigt eine Mergel- und Kalkfazies und ist auf einem offenen Kontinentalschelf abgelagert. Seine Mächtigkeit beträgt 4000—12000 Fuß.

Nach der Ablagerung des Notocäns bewirkte eine junge Gebirgsbildung, die Kaikoura-Phase (Cotton), die Entstehung von Brüchen und die Verschiebung des Kaikourablockes schräg aufwärts gegen den Block der Looker-on Mountains. Diese Bewegung hatte eine südöstliche Richtung. Es war mit dieser Aufschiebung aber auch eine leichte Faltung verbunden (oder es ging ihr eine leichte Faltung voraus). Die Sprunghöhe des Clarencebruches beträgt 8000 oder 10000 Fuß.

Es ist sehr gut möglich, daß die beiden Randgebirge des Clarencetales in der Eiszeit Gletscher trugen. Anzeichen von Karbildung sind vorhanden, auch wurde an einer Stelle eine moränenartige Ablagerung beobachtet.

Der mittlere Clarencefluß fließt auf der tektonischen Depressionslinie zwischen den beiden schräg gestellten Schollen. Die tiefe Schlucht im Pränotocän, die der Clarence in seinem Unterlauf durchfließt, ist wohl ein Überbleibsel eines älteren Flußsystems, das der Fluß in dem Maße wie sich das Gebirge hob, aussägte.

Besonderes Interesse verdient das „Notocän“. Die tiefste Abteilung desselben ist das „Clarentian“, das nach H. Woods vom Alter des unteren Utatur ist (Albian). Seine Gesteine sind vorwiegend Sand- und Tonsteine; die Ausbildung der einzelnen Schichten wechselt stark von Ort zu Ort. Bei Coverham, am NO-Ende des mittleren Clarencetales, herrschen schwarze Tonsteine mit gelegentlichen Kalkkonkretionen. Sie ruhen auf Konglomeraten und werden durch drei Sandsteinbildungen in mehrere Abteilungen zerlegt. Im SW, am Herring- und Bluffluß beginnt die Schichtfolge mit terrestrischen Kohlenbildungen, über denen vier Lavaströme von Olivinbasalt folgen, und darüber kommt dann die marine Serie: Tonsteine, Sandsteine mit Geröllbänken, lose Sande, glaukonitische Sandsteine. Bei Coverham ist die Gliederung folgende:

Sawpit Gully mudstones	3200 Fuß
Nidd sandstones and mudstones . .	550 „
Cover Creek mudstones	2000 „
Wharf Gorge sandstones	450 „
Wharf mudstones	1500 „
Basalkonglomerat	250 „

In den Basalkonglomeraten bestehen die Gerölle aus Quarz, rotem und buntem Jaspis, Quarzit, gelegentlich auch Granit und Porphyr.

Die Wharf mudstones sind dunkel und glimmerreich, führen große Inoceramen, *Aucellina euglypha* Woods und *Belemnites superstes* Hect.

In den Cover Creek mudstones wurde *Turrilites circumtaeniatus* Kossm., *Inoceramus concentricus* Park. und *Belemnites superstes* Hect. gefunden.

Die Nidd-Sand- und Tonsteine sind stellenweise reich an Inoceramen. Nach oben zu führen sie Feuersteine.

Die Sawpit Gully mudstones bestehen vorwiegend aus schwarzen Tonsteinen. Dazwischen schalten sich geringmächtige Sandsteine ein. In den oberen 400 Fuß sind kalkige Konkretionen von bis 1 Fuß Durchmesser häufig, in den obersten 15 Fuß Pyritknollen. Aus dieser Abteilung stammt *Gaudryceras Sacya* (Forb.). Im Swale River (im NO) beobachtet man Faltung in diesen Schichten.

Übrigens finden sich in den Sandsteinen durch die ganze Serie hindurch immer wieder Pflanzenreste und fossiles Holz. Dies sowie die sehr große Mächtigkeit der Schichtfolge, die in ihrer ganzen vertikalen Ausdehnung den gleichen Fossilinhalt führt, ferner der rasche Gesteinswechsel in der Horizontale spricht dafür, daß der ganze Komplex auf einem Schelf zur Ablagerung kam, der sich in rascher Senkung befand, ferner nahe der Mündung eines großen Stromes.

Bei Coverham wird das Clarentian von stark verwitterten Basaltgängen durchsetzt. Wahrscheinlich handelt es sich um Intrusionen, die jünger als der Amurikalk sind.

Wie erwähnt, biegt der Clarence River am Ende seines Mittellaufes rechtwinklig nach SO ab und durchbricht das Gebirge. In der geradlinigen nordöstlichen Fortsetzung seines Mittellaufes fließt jenseits einer Wasserscheide der Ure River, in dessen Bereich ebenfalls Clarentian vorkommt, so z. B. im Isolated Hill Creek in 1500 Fuß Mächtigkeit.

Weitere Aufschlüsse bieten viele der Flüsse, die von NW her dem Clarence River zuströmen.

Der Amurikalk und der Weka Pass Stone.

Was im mittleren Clarencetal Amurikalk genannt wird, gleicht petrographisch dem Kalkstein von Amuri Bluff und nimmt petrographisch eine ähnliche Stellung ein, besitzt aber eine viel größere Mächtigkeit und vertritt wahrscheinlich einen viel größeren Zeitraum. Über die Kaikourahalbinsel, die Front Rge. bei Kekerangu und die Pukipuki-Berge steht der Amurikalk vom Amuri Bluff in Verbindung mit dem des Clarencetales, aber der Amurikalk des Amuri Bluff entspricht höchstwahrscheinlich nur dem oberen Teil des Amurikalkes des Clarencetales. Den obersten Teil

des Kalkes parallelisierte Mc Kay mit dem Weka Pass Stone. In Nord-Canterbury, am Amuri Bluff und an der Kaikoura-Halbinsel trennt eine Bank von Grünsand mit Phosphoriten oder von glaukonitischem Kalk den Weka Paß Stone vom Amurikalk. Es ist deshalb wahrscheinlich, daß die am Herring River beobachtbare Zone von Grünsanden mit Phosphoriten und vulkanischen Tuffen zwischen den unteren weißen Kalken und dem oberen hellbraunen Kalk ebenfalls die Grenze zwischen Amurikalk und Weka Pass Stone darstellt.

Der Amurikalk des Clarencetales ist teils ein schneeweißes, sehr feinkörniges, hartes, kieseliges, teils ein weicheres, mergeliges, etwas grünliches Gestein. Feuerstein tritt in großen Linsen auf, in den oberen Schichten aber nur sporadisch. In der Meadschlucht ist der Amurikalk 2600, der Weka Pass Stone 150 Fuß mächtig. Fossilien fehlen völlig bis auf Teredoröhren und einige unbestimmbare Brachiopoden. In Sawpit Gully ist die Auflagerung des Amurikalks auf das Clarentian völlig konkordant, am Herring River aber diskordant. Thomson neigt der Ansicht zu, daß der Amurikalk im Meadgebiet (nordöstlicher Teil des mittleren Clarencetales) zeitlich weit tiefer hinabreicht als am Amuri Bluff, daß aber seine obersten Partien hier wie dort gleichalterig sind, da beiderwärts die phosphoritführenden Grünsande und der Weka Pass Stone darüber folgen.

Die „Grey marls“ folgen am Weka-Paß auf den Weka Pass Stone. Es sind kalkarme, feinkörnige, auch sandige Mergel mit undeutlicher Schichtung und von grauer Farbe. Im Clarencetal haben sie eine reiche Fauna geliefert. Das Alter ist das der mittleren Oamaru-Stufe. Im Gebiet des Meadflusses treten oben in den „Grauen Mergeln“ Grauwackengerölle und pflanzenführende Sandsteine auf, anderswo auch Linsen von Konglomeraten.

Nach oben wird dann das Notocän durch das „Great Marlborough Conglomerate“ abgeschlossen [vgl. das vorhergehende Referat].

Otto Wilckens.

Charles Taylor Trechmann: The Trias of New Zealand. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. **73**. 165—245. Taf. XVII—XXV. 1917.)

Trechmann's Darstellung der Trias von Neu-Seeland beruht auf Untersuchungen im Felde in den Jahren 1914, 1915 und 1916 und der paläontologischen Bearbeitung des von ihm selbst gesammelten Materials sowie der älteren Aufsammlungen der neuseeländischen geologischen Landesanstalt. Die Abhandlung bedeutet für unsere Kenntnis der Geologie von Neu-Seeland einen gewaltigen Fortschritt.

In einer kurzen historischen Übersicht über die Erforschung der Schichtfolge dieses Inselreiches durch die einheimischen Geologen (Hector, Hutton, Park, Marshall) kommt Trechmann zu folgender Altersbestimmung der von Hector unterschiedenen Formationen:

Alter nach Hector		Formationen auf Neu-Seeland (Hector)	Alter nach Trechmann
Jura	8a.	Mataura Series	Oberer Jura, etwa Tithon
	8b.	Putataka Series	
	8c.	Flag Hill Series	
Lias	9a.	Catlin's River Series	Lias und wahrscheinlich auch Bayeux-Stufe
	9b.	Bastion Series	
Trias	10a.	Otapiri Series	Rhät und ob. Norisch
	10b.	Wairoa Series	Unt. Norisch u. ob. Karnisch
Perm	11a.	Outi Series	Unt. Karnisch
	11b.	Kaihiku Series	Oben ladino-karnischer Fossilhorizont, darunter mächtige fossilleere Schichten (mittlere und vielleicht untere Trias)
Carbon	12a.	Maitai Series	Maitaitonschiefer mit *Aphanaia* de Kon. (Permocarbon)
	12b.	Maitai Limestones	Maitaikalk m. Brachiopoden (Permocarbon)
Devon	13a.	Te Anau Series	wahrscheinlich z. T. metamorphosierte Maitaischichten
	13b.	Kakanui Series	
Ob. Silur	14a.	Baton River Series	Silur oder Devon, Kalke mit mariner Fauna.
	14b, c.	Kalke u. Serpentine	

Gesteine, Mächtigkeit und Tektonik der Trias. Die Trias besteht aus einer mächtigen Folge von groben oder feinen feldspatführenden Sandsteinen, grauen und dunklen Schiefern, Schiefertonen und Tonsteinen. Vielfach schalten sich grobe Konglomerate ein, deren Gerölle aus Granit, Porphyrit, Feldspat und Quarz bestehen. Das Rhät ist konglomeratreicher, feldspatärmer und mehr glaukonitisch als die tieferen Stufen. Die Sedimente haben litoralen Charakter, was den Mangel an Ammoniten und Korallen erklärt. Ausgenommen im Okukugebiet (wo angeblich diabasische Tuffe vorkommen, die sich aber wahrscheinlich auch als feldspathaltige Sedimente der gewöhnlichen Art herausstellen werden) kommen keine gleichalterigen Eruptivgesteine in der Trias vor. Der Gang bei Nugget Point und die Intrusivmasse bei Kawhia sind wahrscheinlich postjurassisch. Woher das sedimentäre Material der Trias stammt, läßt sich nicht angeben. Nirgends ist die Auflagerung der Trias auf ältere Gesteine sichtbar. Trechmann hat die Mächtigkeit der Trias bei Nugget Point vom Rhät bis zu den oberen, fossilführenden Kaihikuschichten zu 3000 Fuß bestimmt. Bei Kawhia ist allein das Rhät über 3000 Fuß mächtig. Die großen faltenden Bewegungen, die Neu-Seeland zwischen Oberjura und Mittelkreide betroffen haben, richteten die Triasschichten fast überall senkrecht auf. Nur auf der Westseite der Hokonui Hills und unmittelbar südlich von Kawhia liegen sie flacher. Manche Vorkommen sind mehr oder weniger metamorphosiert, so daß die Grauwacken in Phyllite und kristallinische Schiefer übergehen. Die Fossilien sind oft verdrückt und verbogen.

Hauptverbreitungsgebiete der Trias. Fossilführende Trias findet sich mit Zwischenräumen von Kawhia (W-Küste der Nordinsel) bis Nugget Point (SO-Küste der Südinsel), d. h. auf eine Erstreckung von 630 Meilen. Die wichtigsten Vorkommen sind:

I. Nordinsel: Kawhia (Norisch und Rhätisch).

II. Südinsel: a) Gebiet von Nelson: Richmond (Norisch), Wairoa-Schlucht (Karnisch), Garden Gully (Karnisch, Norisch), Mt. Haslington (Karnisch), Eighty-eight-Tal (Kaihiku, Karnisch). b) Okuku (Karnisch, Norisch?). c) Mount Potts (Kaihiku, Unterkarnisch). d) Mount Mary [Trechmann schreibt: Mt. St. Mary. Ref.] (Kaihiku, Unterkarnisch?). e) Nordseite der Hokonui Hills: Gore (Karnisch, Norisch), Otamita (desgl.), East Peak (Kaihiku). f) Südwestseite der Hokonui Hills: Caroline Eisenbahneinschnitt (Kaihiku), Benmore (Rhät). g) Kaihiku-Schlucht (Kaihiku, Karnisch, Norisch). h) Nugget Point (Kaihiku, Karnisch, Rhät). i) Moonlight Range (Karnisch, Norisch).

I. Bei Kawhia ist ein *Arcestes* cf. *rhaeticus* in der obersten Trias gefunden; bei Tarawai Point (südlich des Kawhia-Hafens) tritt in schwarzen Tonschiefern *Pseudomonotis ochotica* auf.

II. a) Die Lagerungsverhältnisse der Trias bei Nelson sind sehr verwickelt. Es finden sich hier dunkle Grauwacken mit *Mytilus problematicus*, feldspathaltige Sandsteine mit *Pseudomonotis richmondiana* und Grauwacken mit *Ps. ochotica*. Die Kaihikuschichten treten nur im Eighty-eight-Tal auf. Die Trias scheint in nordwestlicher Richtung auf das Tertiär geschoben zu sein und selbst von Maitai (Permocarbon) überschoben zu werden. b) Das Okukutal wurde vom Verf. nicht besucht. Die Geologische Landesanstalt hat von dort *Monotis salmaria*. c) Der Mount Potts ist wegen seiner fossilen Flora bekannt [die v. Ettingshausen richtig als Trias bestimmte, ohne sie aber zu beschreiben. Ref.], in der ein *Linguifolium* (früher für *Glossopteris* gehalten) besonders charakteristisch ist. Was am Mt. Potts an marinen Mollusken und Brachiopoden vorkommt, ist fast ausschließlich Kaihikufauna, also Trias, und nicht, wie früher behauptet ist, Perm, Carbon und Devon. d) Das gleiche gilt von der Fauna vom Mt. Mary, die im wesentlichen Kaihiku und nicht Permocarbon ist. Auch die beiden letztgenannten Lokalitäten hatte der Verf. nicht selbst besucht, sondern nur die vorhandenen Fossilaufsammlungen geprüft. e), f) Die Hokonui Hills werden von einer unsymmetrischen Mulde gebildet, deren Kern aus Jura besteht, während unter diesem im N und W die Trias heraustritt. 6000 Fuß mächtige Grauwacken und Konglomerate bilden im N die Kaihikuschichten. Eine fossilführende Zone tritt 4000 Fuß über der Basis auf. Besonders gute Aufschlüsse im Karnisch bieten die Ufer des Otamitaflusses. g) Die Kaihikuschlucht bietet keine guten Aufschlüsse, doch wurden dort die Fossilien der Kaihikustufe gesammelt, die ihren Namen von dieser Lokalität hat. h) Bei Nugget Point fehlt das Norisch, das aber 10 Meilen landeinwärts bei Glenomaru durch einen Fund von *Pseudomonotis richmondiana* nachgewiesen ist. Die karnische und rhätische Stufe sind dagegen gut vertreten. Nach Park kommt auch die Kaihiku-

(fauna vor. i) Aus der Moonlight Range sind *Ps. ochotica* und *Ps. richmondiana* bekannt geworden.

In dem paläontologischen Teil der Arbeit werden folgende Fossilien beschrieben (Kaih. = Kaihikuschichten, Karn. = Karnische Stufe, Nor. = Norische Stufe, Rh. = Rhätische Stufe):

1. Cephalopoda: *Orthoceras* sp. (Karn.), *Grypoceras* cf. *mesodicum* Hauer [nicht *mesodiscus*, wie Trechmann schreibt] (Karn.), *Clydonautilus* cf. *spirolobus* Dittmar (Karn.), *Arcestes* sp. (Karn.), *Arc.* cf. *rhaeticus* W. B. Clark (Rh.), *Cladiscites* sp. (Karn.), *Pinacoceras* sp. (Nor.), *Discophyllites* cf. *Ebneri* Mojs. (Karn.), *Aulacoceras* sp. (Nor.).

2. Gastropoda. *Patella (?) nelsonensis* n. sp. (Kaih.), *Pleurotomaria (Sisenna?) Hectori* n. sp. (Karn., Nor.), *Pl. hokonuiensis* n. sp. (Karn.), *Trochus (Tectus) Marshalli* n. sp. (Karn.), *Coronaria spectabilis* n. sp. (Karn.), *Bourgetia (?) arata* n. sp. (Karn.), *Dentalium* sp. Karn.), *Conularia* sp.

3. Lamellibranchiata. *Cardiomorpha (?) nuggetensis* n. sp. (Karn.), *Palaeoneilo otamitensis* n. sp. (Karn.), *P.* cf. *praeacuta* Klipst. (Karn.), *Leda semicrenulata* n. sp. (Karn.), *Macrodon* cf. *Curioni* Bittn. (Karn.), *Pseudomonotis ochotica* Keys., *Ps. ochotica* var. n. *acutecostata* (beide Nor.), *Ps. richmondiana* Zitt. sp. (Nor.), *Monotis salinaria* Bronn, *M. salinaria* var. n. *intermedia*, *M. salinaria* var. n. *hemisphaerica* (Horizont unsicher), *Daonella indica* Bittn. (Kaih., wichtigstes Leitfossil für diese Stufe für die allgemeine Altersbestimmung), *Halobia Zitteli* Lindstr. var. n. *Zealandica* (Karn.), *H. Hochstetteri* Mojs. (Karn.), *H.* cf. *austriaca* Mojs. (Karn.), *H.* sp. (Karn.), *Mytilus? problematicus* Zitt. (Karn.), *M.? mirabilis* n. sp. (Karn.), *Hokonuia limaeformis* n. g. n. sp. (Karn.), *H. rotundata* n. sp. (Karn.), *Pinna* sp. (Karn.), *Pecten* sp. (Karn.), *Lima (Limatula)* cf. *Pichleri* Bittn. (Karn.), *Cassianella* sp. (Karn.), *Anodontophora angulata* n. sp. (Karn.), *A. ovalis* n. sp. (Karn.), *A. edmondiformis* n. sp. (Karn.), *Megalodon globularis* n. sp. (Karn.), *Pseudoplacunopsis placentoides* n. sp. (Karn.), *Myophoria nuggetensis* n. sp. (Karn.), *M. otamitensis* n. sp. (Karn.), *M. haslingtonensis* n. sp. (Karn.), *Palaeocardita quadrata* n. sp. (Karn.), *Pleurophorus zealandicus* n. sp. (Karn.), *Anisocardia parvula* n. sp. (Karn.).

4. Brachiopoda: *Halorella zealandica* n. sp. (Kaih.), *H.* sp. (Karn.), *Dielasma* cf. *himalayana* Bittn. (Kaih.), *D. zealandica* n. sp. (Kaih.), *Coenothyris* sp. (Nor.), *„Terebratula“ pachydentata* n. sp. (Karn.), *T.* cf. *hungarica* Bittn. (Karn.), *Spiriferina fragilis* Schloth. (Kaih.), *Sp. kaihikuana* n. sp. (Kaih.), *Sp. gypaëtus* n. sp. (Nor.), *Sp. acutissima* n. sp. (Nor.), *Sp. diomedea* n. sp. (Rh.), *Sp. nelsonensis* n. sp. (Karn.), *Sp.* cf. *austriaca* Suess (Kaih.?, Karn.?), *Sp. otamitensis* n. sp. (Karn.), *Sp. Suessi* var. n. *australis* (Karn.), *Spiriferina? Carolinae* n. sp. (Kaih.), *Retzia Schwageri* Bittn. (Karn.), *Mentzelia* cf. *ampla* Bittn. (Rh.), *M. kawhiana* n. sp. (Rh.), *Mentzeliopsis spinosa* n. g. n. sp. (Kaih.), *M. horrida* n. sp. (Kaih.), *Spiri-*

gera Wreyi Zitt. (Karn.), *Sp. kaihikuana* n. sp. (Kaih.), *Sp. manzavinioides* n. sp. (Karn.), *Hectoria bisulcata* Hect. (MS.) sp. [non sp. n.! Ref.] n. g. (Rh.), *H. tumida* Hect. (MS.) sp. [non sp. n.! Ref.] (Rh.), *H. cuneiformis* Hect. (MS) sp. [non sp. n.! Ref] (aus der Bayeux-Stufe!).

Beziehungen der neuseeländischen Trias zu derjenigen von Neu-Caledonien und des malayischen Archipels. Im südwestlichen Teil von Neu-Caledonien tritt Trias auf, die mit der neuseeländischen in folgenden Punkten übereinstimmt: An der Basis liegt eine fossilleere Schichtfolge aus detritogenem Material, die offenbar dem unteren Teil der Kaihikuschichten entspricht, welcher unter dem tiefsten fossilführenden Horizont liegt. Darüber liegen Schiefer, Grauwacken, Tuffe, andesitische Breccien und Konglomerate, die der karnischen, norischen und rhätischen Stufe angehören. Die tiefsten fossilführenden Schichten der neu-caledonischen Trias enthalten nicht die Kaihikufauna, sondern *Halobia Zitteli*. In der karnischen Stufe von Neu-Caledonien kommt auch *Mytilus? problematicus* vor. Die norische Stufe führt *Pseudomonotis richmondiana*. *Ps. ochotica* und *Monotis salinaria* werden von Neu-Caledonien nicht angegeben.

Die Übereinstimmung der neuseeländischen Trias mit der des malayischen Archipels liegt in der Transgression der Obertrias.

Otto Wilckens.

J. Allan Thomson: On Stage Names applicable to the Divisions of the Tertiary in New Zealand. (Trans. New Zealand Institute. 48. 28—40. 1916.)

Verf. kommt zu folgender Stufengliederung des neuseeländischen Tertiärs:

		Marine Fazies	Kohlenfazies
Wanganui-Stufe		Castlecliffian Waitotaran	
Oamaru-Stufe	Ob.	Awamoan Hutchinsonian	
	Mittl.	Ototaran Waiarekan	
	Unt.		Ngaparan Paparoan

Otto Wilckens.

J. Allan Thomson: Diastrophic and other Considerations in Classification and Correlation, and the Existence of Minar Diastrophic Districts in the Notocene. (Trans. New Zealand Institute. 49. 397—413. 1917.)

Die Ammonitenschichten von Kawhia liegen an der Grenze von Jura und Kreide. Die Hokonui- und sog. Maitai-Schichten sowie die pflanzen-

führenden Schichten von Waikato Heado (Wealden) sind durch die Post-Hokonui-Gebirgsbildung gefaltet. Darauf erfolgte Abtragung und Vordringen des Meeres und erst in spättertiärer Zeit dann eine erneute Periode des Diastrophismus: die Kaikoura-Gebirgsbildung. Zwischen diesen orogenetischen Bewegungen erfolgte die Ablagerung der Schichten von der Mittelkreide (Unt. Utatur) bis zu der Wanganui-Stufe (Jungtertiär). Es begann jedoch die Transgression des jüngsten Mesozoicums und Tertiärs in Neu-Seeland zu verschiedener Zeit: im nordöstlichen Marlborough in der Mittelkreide, in Nord-Canterbury in der Oberkreide, bei Kaitangata zwischen Senon und Ngapara, im südlichen Canterbury und nordöstlichen Otago im Ngapara, im unteren Awateregebiet, im oberen Oamaru, bei Maharahara im Wanganui. Ebenso erfolgte der Meeresrückzug nicht gleichzeitig: im Clarencetal sind die jüngsten marinen Schichten Oamaru, in Nord-Otago Awamoa, in Nord-Canterbury wahrscheinlich Waitotara, bei Wanganui Castlecliff. [Wegen der Stufennamen siehe das vorhergehende Referat. Ref.] Es bestanden also gesonderte Gebiete mit ihnen eigenen diastrophischen Bewegungen.

Marshall hat den Ototara- und den Amurikalk für Äquivalente erklärt, was er mit dem Vorkommen von *Amphistegina* in beiden begründete. Auch nahm er wegen dieses Fossils für beide ein miocänes Alter an. Beides ist unrichtig. Der typische Amurikalk kommt überall nur über Kreide vor und niemals über Schichten mit tertiären Versteinerungen. Südlich des Trelissick-Beckens ist er nicht bekannt. Der Amurikalk ist älter als der Ototarakalk; die Wangaloaschichten, in denen Marshall eine Fauna entdeckt hat, die die paläontologische Lücke zwischen dem Senon und dem Oamaru ausfüllt, entsprechen wohl dem unteren Amurikalk.

Was den Tahakakalk in Nelson anbetrifft, so ist er nicht gleichalterig mit dem Ototarakalk, sondern wahrscheinlich oberes Oamaru. Dies folgt aus seinem Gehalt an Brachiopoden: *Rhizothyris rhizoida* Hutt. sp., *Neothyris novara* v. Ih. sp. und *Pachymagas abnormis* n. sp.

Es muß prinzipiell festgestellt werden, daß es sehr mißlich ist, in Neu-Seeland von dem einheimischen Tertiär als Eocän, Miocän usw. zu sprechen. Marshall's Miocän ist etwas anderes als das Miocän von Hector oder Hutton. Dabei sind diese drei Autoren über die stratigraphische Stellung der Schichten, die sie Miocän nennen, einig. Man muß zunächst mal von der Parallelisierung mit dem europäischen Tertiär absehen und Lokalnamen gebrauchen. Die stratigraphische Gliederung muß auf der Faunenfolge beruhen, nicht auf dem Vorhandensein oder Fehlen von Diskordanzen. Marshall will für die Einteilung des Tertiärs den Prozentsatz der lebenden Arten verwenden. Wir kennen aber diesen Prozentsatz noch für keine der neuseeländischen Tertiärfaunen genau. Die neuen Suter'schen Bestimmungen der Tertiärfossilien sind in der bisherigen Literatur noch nicht verwertet. Gewisse Umstände können bewirken, daß eine spätere Fauna weniger lebende Arten enthält als eine ältere (vgl. unten).

Marshall's Verwendung des Namen Oamaru in einem sehr weiten Sinne verbietet sich aus Gründen der Priorität. Was er „Waitaki-Serie"

nennt, wurde von Hector 1864 „Oamaru-Serie“ genannt. Was Marshall als „Wangaloa-Serie“ bezeichnet, empfing schon von Park den Namen „Kaitangata-Serie“.

Das Deckgebirge, das jünger als die Post-Hokonui-Gebirgsbildung und älter als die Kaikoura-Gebirgsbildung ist, hat früher den Namen der „Randbildungen“, von Marshall den Namen „Oamarusystem“ bekommen. Für diese Schichten, die von der Mittelkreide des Clarencetales bis zur Castlecliff-Stufe von Wanganui reichen, wird der Name „Notocän“ vorgeschlagen (*νοτος* Süd, *καινος* neu). Ein einheitlicher Name für diese Bildungen entspricht ihrem einheitlichen Auftreten und ihrer Zugehörigkeit zu der Periode zwischen den beiden großen Diastrophismen.

Für die Abteilungen des Notocäns sind nun einige neue Namen vorzuschlagen. Die tiefsten, der Mittelkreide zugehörigen Schichten bezeichnet man zweckmäßig nach dem Clarencefluß, wo sie auftreten, als „Clarentian“, die obere Kreide als „Piripauan“. Piripaua ist der Maoriname für Amuri Bluff. Diese Schichtserie kann man nicht als Amurischichten bezeichnen, weil der Amurikalk (dem sein Name nicht mehr genommen werden kann) nicht mehr dazu gehört, und nicht als Waiparaschichten, weil Hutton in diese den Amurikalk einschloß. Marshall's „Wangaloaschichten“ müssen aus Prioritätsgründen „Kaitangatan“ heißen. Ihre Fauna enthält 58 % neue Arten, darunter *Pugnellus australis* Marsh., der mit *Conchothyra parasitica* verwandt ist, und scheint einen intermediären Charakter zwischen derjenigen des Piripaua und der des Oamaru zu haben. Das Notocän zerfällt demnach in die Wanganui-, Oamaru-, Kaitangata-, Piripaua- und Clarence-Stufe.

Für alle Bildungen in Neu-Seeland, die jünger als das Notocän sind, bringt Thomson den Namen „Notopleistocän“ in Vorschlag.

Zum Schluß gibt Verf. ein hypothetisches Beispiel für den Einfluß, den Wanderungen in der Fauna auf den Prozentsatz derselben an lebenden Arten ausüben können.

Annahme: In dem Zustand A leben in einem isolierten Gebiet 400 Molluskenarten, von denen 20 % (80) rezent werden. B: infolge einer Klimaänderung findet eine Einwanderung von Formen statt. C: das Klima wird wie in A und es tritt wieder Isolierung ein. Beim Beginn von B brachten die veränderten Bedingungen in der ursprünglichen Fauna Veränderungen hervor, so daß 100 ausstarben, 100 sich in andere Formen umwandelten, wovon 10 rezent wurden. 200 (worunter die 20 %) (80) blieben erhalten. Das endemische Element des Zustandes B würde dann 300 Arten betragen, darunter 90 rezente. Angenommen die Einwanderer betrugen 300 Arten. Von diesen wurden 20 rezent, während 280 bei Eintritt von C zugrunde gingen. Dann würde die Fauna von B 600 Arten betragen, wovon 110, d. i. 18 % rezente Arten sein würden.

Dies Beispiel ist so gewählt, daß für den jüngeren Zustand ein kleinerer Prozentsatz lebender Arten herauskommt. Würden 30 der eingewanderten Arten rezent, so würden A und B den gleichen Prozentsatz haben.

Wanderungen von Brachiopoden erfahren eine Schranke, die nicht weniger wirksam ist als Landmassen, durch Meeresteile, die tiefer als 1000 Faden sind. Dagegen können Molluskenlarven durch die oberflächlichen Meeresströmungen über die tiefsten Ozeane gelangen. Für die Erklärung von Molluskenwanderungen ist daher die Annahme einer Landverbindung von Neu-Seeland mit Australien und der Antarktis nicht nötig. Es genügt eine Änderung in der Verteilung von Land und Meer, die neue Strömungen erzeugt, welche die Küsten des einen und des anderen Landes treffen. **Otto Wilckens.**

J. Allan Thomson: The Flint-beds associated with the Amuri Limestone of Marlborough. (Trans. New Zealand Inst. 48. 48—58 Taf. II, III. 1916.)

Der Amurikalk hat seinen Namen vom Amuri Bluff (17 Meilen südlich von Kaikoura, an der Ostküste der Südinsel von Neu-Seeland). In der Hauptsache besteht er aus einem außerordentlich feinen Kalkschlamm mit wenig terrigenem Material. Unzerbrochene Foraminiferenschalen, besonders der Gattung *Globigerina*, sind häufig. Glaukonitkörner treten vereinzelt auf. Die Analysen zeigen einen nicht unbeträchtlichen Kieselgehalt. Seine Mächtigkeit beträgt im Waiparagebiet weniger als 300, am Amuri Bluff 780, im mittleren Clarencetal über 2500 Fuß. In der Gegend des Cap Campbell nimmt sie wieder ab. Nördlich der Cookstraße erscheint der Amurikalk von Neuem im Gebiet des Cap Palliser. Überall liegt der Amurikalk in Konkordanz über Schichten mit Kreide- und unter solchen mit Tertiär- (Oamaru-) Fossilien. Im Waiparagebiet folgt auf den Amurikalk ein Kalksandstein, der „Weka-Paß-Stein". Stellenweise ist letzterer an der Basis glaukonitisch. In diesem Falle sieht die Oberfläche des Amurikalkes erodiert aus. Sonst ist der Übergang zwischen beiden Gesteinen ein allmählicher. Das Alter des Weka-Paß-Steins steht noch nicht ganz fest, ist aber wahrscheinlich Waiareka. Der Amurikalk hat außer Crinoidenstielgliedern und Fischzähnen nur einige *Pecten*-Arten (*P. Zitteli* Hutt., *P. zealandiae* Gray, 2 sp. nov.) geliefert. Im Coleridge Creek im Trelissick-Becken (Canterbury) kommt in einem Tuff, der 10 Fuß unter der Oberkante des Amurikalks in diesen eingeschaltet ist, eine Fauna vom Oamarualter vor. Thomson nimmt an, daß der untere Teil des Amurikalkes der Kreide, der obere dem Tertiär angehört. Im mittleren Clarencetal liegt der Amurikalk auf dem Utatur, und zwar in vollkommener Konkordanz. Man muß deshalb annehmen, daß hier die Basis des Amurikalkes älter ist als am Amuri Bluff.

Feuerstein ist im Amurikalk häufig. Im Waiparagebiet allerdings findet sich gar keiner. Am Amuri Bluff bildet er rundliche Knollen wie in der englischen Kreide. Solche kommen auch im Clarencetal und am Ure River (nördlich des Clarencetales) im oberen Teil des Kalkes vor. In diesem Gebiet ist aber der tiefere Teil des Kalkes ersetzt durch Feuersteinlinsen, die in der Mitte schwarz gefärbt und außen von einer grauen Masse

umgeben werden, die oft aus einem kristallinischen Carbonat besteht. Die größte Mächtigkeit erreichen diese Feuersteinschichten im Clarencetal zwischen Coverham und dem Dee River (1410 Fuß, mit Kalksteineinschaltungen). Die Flächen, die diese einzelnen Feuersteinmassen trennen, dürfen wohl als Schichtflächen aufgefaßt werden. Die graue Masse zwischen dem Flintmaterial ist Dolomit, dessen Kristalle etwa $\frac{1}{2}$ mm Durchmesser haben.

Kieselschichten entstehen vielfach in situ durch molekulare Umlagerung von Kieselsäure, die von Radiolarien, Schwämmen oder Diatomeen stammt. Schliffe der Feuersteine des Amurikalkes zeigen keinerlei Reste von solchen Organismen. Hornsteine kommen im Präcambrium und Paläozoicum vielfach zusammen mit Dolomit vor. Diese Vorkommen werden im allgemeinen so aufgefaßt, daß die Kieselsäure an die Stelle von Dolomit getreten ist. Wahrscheinlich wurde im Falle des Amurifeuersteins die Kieselsäure chemisch und zugleich mit dem Dolomit abgesetzt, wobei man annehmen muß, daß die Ausfällung der Kieselsäure durch Ammoniumcarbonat geschah, die von Schwefelbakterien bei der Zersetzung organischer Substanz auf dem Boden eines von Tiefseetieren nicht bevölkerten, in der Tiefe sauerstoffarmen Meeres (nach Art des Schwarzen Meeres) entstand. Auch den Amurikalk hält Thomson für ein großenteils chemisches Sediment. Daß diesen Erklärungen Bedenken gegenüberstehen, verkennt Verf. keineswegs.

Für die Beurteilung der Umgrenzung des Kreidemeeres, das Ablagerungen auf Neu-Seeland zurückgelassen hat, ist von Bedeutung, daß auf den Chatham-Inseln (östlich von Neu-Seeland) keine Kreide gefunden wird, sondern einerseits die alten Gesteine wie im nördlichsten Teil der Südinsel, andererseits Oamaru. **Otto Wilckens.**

J. Allan Thomson: The Notocene Geology of the Middle Waipara and Weka Pass District, North Canterbury, New Zealand. (Trans. New Zealand Institute. 52. 322—415. Taf. XVI—XXVII. 1920.)

Die marinen jüngeren Deckschichten, die in Neu-Seeland nach der spätmesozoischen (präwealden) Gebirgsbildung zur Ablagerung gekommen sind, werden als Notocän zusammengefaßt. Zu ihnen gehört die Clarencestufe (Aube), die Piripaua-Stufe (Senon), die Kaitangata-, Oamaru- und Wanganui-Stufe. (Kaitangata und Oamaru soll dänische Stufe bis Obermiocän umfassen; Cenoman und Turon sind nicht durch Fossilien belegt.) [Wegen der Einteilung des Oamaru und des Wanganui vgl. das Ref. p. - 231 -. Ref.]

Das Notocän von Nord-Canterbury umfaßt marine Bildungen vom Piripaua (Senon) bis Waitotara (Unterpliocän). Darüber liegen terrestrische Sedimente, die wahrscheinlich dem Oberpliocän angehören. Diese Gesteine bilden einen Streifen, der aus der Gegend des Mount Grey in nordöstlicher Richtung über den Waiparafluß und den Weka Creek (Nebenfluß des Waipara)

gegen den Waikarefluß streicht. Die Schichten fallen nach SO ein und verschwinden unter den Schotterebenen des Kowhai- und Waiparaflusses. In der neuseeländischen geologischen Literatur wird das Gebiet gemeiniglich der „Middle Waipara and Weka Pass district" genannt. Es spielt eine große Rolle in der Erforschung des „Notocäns" und bildete für Hector, Haast und Hutton den Ausgangspunkt ihrer Gliederung desselben. Andere Forscher, die Untersuchungen in dieser Gegend angestellt haben, sind Forbes, Cockburn Hood, Mc Kay, Park, Marshall, Speight, Thomson, Cotton, Morgan, Wild. Cockburn Hood entdeckte die Saurier, von denen Owen einen, den *Plesiosaurus australis*, beschrieb, während weitere Funde, von denen allerdings Haast Zeichnungen angefertigt hatte, bei einem Schiffbruch auf der Reise nach England verloren gingen. Auf Grund von Zeichnungen, die Hector von weiteren Funden gemacht hatte, stellte Owen 1870 die Arten *Pl. crassicostatus* und *Pl. Hoodi* auf. Hector beschrieb weitere Spezies 1874; in demselben Jahre sammelte Mc Kay Material für das Canterbury-Museum. 1876 oder 1877 sandte Hector 250 Exemplare von fossilen Reptilresten ans Britische Museum, die von Lydekker in seinem „Catalogue of Fossil Reptilia and Amphibia" (1888—89) verwertet wurden. Zuletzt beschrieb Hutton noch 1894 ein von Mc Kay 1874 gesammeltes Stück. Seit 1892 sind im Waiparagebiet keine Saurier mehr gesammelt; aber das Interesse für jene Gegenden ist durch andere Probleme wachgehalten worden, besonders durch die angebliche Konkordanz der Saurierschichten mit dem darüber liegenden Tertiär. Vor allem stand die Frage zur Diskussion, ob der Weka Pass Stone konkordant auf dem Amurikalk läge und die Mt. Brown-Schichten konkordant auf den „Graumergeln". Bezüglich dieser Erörterungen seitens verschiedener Forscher muß auf die Darstellung in der Originalarbeit verwiesen werden.

Das Notocän des Gebietes gliedert sich folgendermaßen (siehe nebenstehende Tabelle).

Die geologische Struktur des Gebietes zeigt Hoch- und Tiefschollen. Von ersteren ist das Notocän durch die Erosion entfernt. Auf letzteren haben sich junge Anschwemmungen angesammelt. Das Alter der Dislokationen ist dasselbe wie das der Kaikoura-Gebirgsbildung. Das Notocän besitzt im großen und ganzen eine geneigte Schichtlage mit Einfallen nach SO. Es treten aber Falten und Verwerfungen auf. Von letzteren ist der Bobys Creek-Bruch, von ersteren diejenigen auf der NW-Seite des Wekapasses hervorzuheben. Der Mount Grey-Bruch, der den Notocänstreifen in S querüber abschneidet, besitzt eine Sprunghöhe von wahrscheinlich 2000 Fuß.

Alle Fossilien, die in den Piripaua-Schichten angetroffen sind, deuten auf Obersenon. Im mittleren Waiparagebiet beträgt ihre Mächtigkeit 800 Fuß, einige Meilen östlich des Wekapasses aber nur noch 150. Die Ammoniten und Bivalven sind von H. Woods im N. Zeal. Geol. Survey Palaeontological Bulletin beschrieben [die Untersuchung der Gastropoden durch den Referenten wird in derselben Serie veröffentlicht werden].

Der Amurikalk besteht oben aus einem weißen, harten, sehr feinkörnigen Kalkstein. Nach unten wird derselbe toniger und mehr grau.

Stufe	Lokalname	Gesteine
Wanganui	Kowhai-Schichten	Terrestrische Schotter
	Greta (oder Motunau)-Schichten	Marine Gerölle, Tone und blaue kalkige Mergel mit Muschellagen
Oamaru	Mount Brown-Schichten	Unreine Kalke und kalkige Sandsteine, wechsellagernd mit Sanden
	„Graumergel“	Graue kalkige und sandige Mergel, Sandsteine und Sande
	Weka-Paß-Stein und Weka-Paß-Grünsand	Kalk und kalkiger Sandstein, nach unten in kalkigen Grünsand mit Phosphoritknollen übergehend
Kaitangata	Amurikalk	Kreidiger Kalk, nach unten übergehend in Mergel und glaukonitische Steinmergel
Piripaua	Waipara-Grünsande	Glaukonitische Sande mit harten, dünnen Schichten von Grünsandstein
	„Saurierschichten“	Glaukonitische Steinmergel, nach unten übergehend in Sande, beide mit gelben Ausblühungen
	Ostrea-Schicht	Sandstein mit einem Cäment aus Calcitkristallen, darunter eine Muschelbank, die vorwiegend aus Austernschalen besteht
	Kohlenbänke	Kohlige Schiefertone, limonitische Sandsteine mit Kohlenschmitzen

Endlich wird er glaukonitisch. Am Waipara liegt dieser glaukonitische Mergel konkordant auf den Waipara-Grünsanden. Weiter östlich liegen zwischen diesen beiden Bildungen lose Sande. Außer einem *Pecten* fand Verf. keine makroskopischen Fossilien im Amurikalk. F. Chapman stellte das Vorkommen folgender Foraminiferen fest: *Guembelina globulosa* Ehr. sp.,

Bulimina obtusa d'Orb., *Bulimina* n. sp., *Globigerina cretacea* d'Orb., *Anomalina ammonoides* Reuss sp., *Pulvinulina elegans* d'Orb. sp. Chapman hält nach dieser Fauna den Kalk für dänische Stufe. In den glaukonitischen Mergeln (tieferer Amurikalk) haben sich neuerdings Foraminiferen, Ostracoden, Fischschuppen, Wirbel, Mollusken und Brachiopoden gefunden, die noch der Untersuchung harren. Eine *Aetheia* ähnelt sehr der *A. gaulteri* aus dem Oamaru. Diese Fossilien kommen u. a. im Bells Creek vor, wo sich auch kleine weiße und grüne Quarzgerölle und Retinitstücke finden.

Der Wekapaßstein ist ein sandiger, schwach glaukonitischer Kalkstein von 50—100 Fuß Dicke. Zuweilen gleicht er ganz dem Amurikalk und ist dann wie dieser dünnschichtig. Meist aber unterscheidet er sich von ihm durch gelbliche Farbe und gröbere Bankung. Die Frage der Kon- oder Diskordanz zwischen dem Amurikalk oder Wekapaßstein hat eine umfangreiche Literatur hervorgerufen. Stellenweise ist zwischen jenem und diesem keine Grenze zu ermitteln. Andernorts aber bestehen die obersten Schichten des Amurikalkes aus einzelnen Blöcken, zwischen die sich Ausfüllungen mit demselben Grünsand schalten, der über dem Amurikalk folgt. Thomson ist mit Morgan der Ansicht, daß die Zwischenräume durch Auflösung erweiterte Kluftflächen sind. Es wird aber auch von einer Durchbohrung des allerobersten Amurikalkes gesprochen. [Man hat den Eindruck, daß zwischen Wekapaßstein und Amurikalk keine Diskordanz besteht, aber eine Emersionsfläche liegt. Ref.] Der Wekapaßstein greift in den Zuflüssen des Omihi Creek östlich des Mount Donald über den Amurikalk hinüber und legt sich unmittelbar auf die älteren Grauwacken. Der Wekapaßstein führt außer Walfischknochen und Fischzähnen *Pecten Huttoni, Epitonium lyratum, Struthiolaria spinosa, Turris altus, Dentalium solidum, Limopsis aurita, Teredo Heaphyi, Aturia, Pleurotomaria, Ostrea* u. a. Von Brachiopoden ist besonders *Aetheia gaulteri* verbreitet. An Foraminiferen sind hervorzuheben: *Clavulina antipodum* Stache, *Polymorphina lingulata* Stache, *Truncatulina thiara* Stache sp. Chapman hält den Wekapaßstein danach für Eocän.

Die „Grey marls“ (Graumergel) umfassen die Mergel zwischen dem Wekapaßstein und den höher folgenden Kalken. Sie führen u. a. *Verconella costata, Malletia australis, Limopsis aurita, Pecten Huttoni* und von Foraminiferen *Clavulina communis* d'Orb., *Bulimina inflata* Seg., *Ehrenbergina serrata* Reuss. *Nodosaria vertebralis* Reuss, *N. prismatica* Reuss. *N. consobrina* d'Orb., *Lingulina costata* d'Orb., *Cristellaria vortex* d'Orb., *C. gyroscalprum* Stache. *Globigerina triloba* Reuss, *Truncatulina thiara* Stache sp., *Anomalina ammonoides* Reuss sp., *Pulvinulina Karsteni* Reuss, *Rotalia Soldanii* d'Orb. Nach Chapman spricht diese Fauna für eocänes Alter.

In den „Mount Brown-Schichten“ treten fünf Kalkhorizonte auf. Dazwischen liegen Sandsteine und Sande. Viele Schichten enthalten Fossilien.

Die Greta-Schichten, mit denen die Wanganuistufe beginnt, sind litorale Schotter, Sande, Austernbänke, Mergel. Die Gerölle sind meist Grauwacken, Quarzite und Kieselschiefer des Pränotocäns, seltener sind

Basalte und Lamprophyre. Gerölle von Notocängesteinen kommen nicht vor. Diskordanz zu den Mt. Brown-Schichten ist nicht wahrnehmbar, aber der große faunistische Unterschied zwischen beiden Bildungen deutet auf eine Zeitlücke.

Die Kowhai-Schichten liegen diskordant über den Greta-Schichten. Es sind Schotter terrestrischer Fazies, mit Geröllen von Notocän- und pränotocänen Gesteinen. Fossilien aus der Zeit ihrer Entstehung scheinen nicht vorhanden zu sein.

Der zweite Teil der Arbeit enthält paläontologische Beschreibung von tertiären Mollusken und Brachiopoden. Unter den letzteren sind folgende neue Arten:

Rhizothyris media, Rh. scutum, Rh. elongata, Rh. curta, Rh. crassa, Rh. elliptica, Rh. fortis, Rh. obesa, Rh. lateralis, Rh. pirum, Rh. ovata, Rh. amygdala, Pachymagas Cottoni, P. Bartrumi, P. Speighti, P. Clarkei, P. Haasti, P. Hectori, P. Mc Kayi, P. Morgani, P. Coxi, P. Andrewi, Waiparia n. g., *W. intermedia, Neothyris Iheringi, N. anceps.*

In einem dritten Abschnitt werden der Gliederung und Vergleichung des Notocäns noch genauere Untersuchungen gewidmet.

Die *Ostrea*-Schichten des Piripaua kommen auch am Amuri Bluff und in den Malvern Hills vor, wahrscheinlich auch am oberen Motunaufluß, in der Mount Cass Range und am Harperfluß. Von Sauriern kommen im Piripaua vor: *Platecarpus Oweni* Hect. sp., *Cimoliasaurus australis* Owen sp., *C. Hoodi* Owen sp., *C. Holmesi* Hect. sp., *C. caudalis* Hutt., *Leiodon haumuriensis* Hect. Nach C. W. Andrews hat diese Reptilfauna Ähnlichkeit mit derjenigen des Niobrarakalkes der Vereinigten Staaten. Saurierschichten kommen am Waipara und Amuri Bluff vor, ferner bei Greenhills, an der Gore Bay, dem Jedfluß, dem oberen Motunau. Alle diese Vorkommen, die sich mit dem am Waipara parallelisieren lassen, liegen zwischen dem Rakaiafluß und der Kaikoura-Halbinsel. Ob das Vorkommen von Shag Point gleichalterig ist, erscheint zweifelhaft. Bezüglich des Auftretens der Piripaua-Stufe auf der Nordinsel sind noch weitere Untersuchungen nötig. Sie mag an der Ostküste von Wellington und in der Gegend von Gisborne vorhanden sein. Im nördlichen Auckland-Distrikt kommt ein Kalkstein vor, der an den Amurikalk erinnert. Darunter liegen Grünsande und braune Sandsteine mit Versteinerungen, die nach Marshall ein Gemenge von Senon-, Utatur- und Tertiärfossilien darstellen würden. Auf diese Bestimmungen ist aber nichts zu geben. Wahrscheinlich handelt es sich um Kreide.

Für die Zuweisung des Amurikalkes zur Kaitangata-Stufe war für Thomson maßgebend, daß die Wangaloa-Schichten der Kaitangata-Stufe eine Fauna enthalten, die einen intermediären Charakter zwischen der des Piripaua und der des Oamaru besitzt, und daß der Amurikalk stratigraphisch zwischen Piripaua und Oamaru liegt. [Dieser Schluß ist nicht zwingend. Ref. Trechmann hält die Wangaloa-Schichten für Maestricht-Stufe, Chapman den Amurikalk wegen seiner Fische und Foraminiferen für dänische Stufe. Derjenige Kalk im Trelissickbecken, den Thomson als Amurikalk bezeichnet

hat, ist nach Chapman eocän. Es sollte dann aber eine Diskordanz zwischen ihm und dem unterliegenden Piripaua erkennbar sein [dies ist nicht nötig. Ref.], was nicht der Fall ist.

Außerhalb des nördlich des Rakaiaflusses gelegenen Gebietes kommt Amurikalk auf der Südinsel nicht vor. Dagegen scheint er im östlichen Wellington aufzutreten und im nördlichen Auckland durch den hydraulischen Kalk der Bezirke von Kaipara und Whangarei vertreten zu werden.

Das Alter des Oamaru wurde gemeiniglich als Miocän betrachtet, nachdem Chapman die Foraminiferen von Waikouaiti Head und das ältere Tertiär Australiens als Miocän bestimmt hat. Zwischen dem Amurikalk und Wekapaßstein besteht sicher eine Diskordanz; aber diese Diskordanz entspricht nur der Lücke zwischen dänischer Stufe und Eocän. Die Schichten von Waikouaiti sind oberes Oamaru und nach Chapman sind Wekapaßstein und Graumergel Eocän. Unter Berücksichtigung der Gesamtfaunen kommt man zu der Parallelisierung:

Obere Mount Brown-Schichten	Awamoa
Hauptmasse der Mount Brown-Schichten	Hutchinson
Untere Mount Brown-Schichten	Ototara
Graumergel und Wekapaßstein	Waiareka

Unter den Fossilien des Oamaru herrscht insofern ein Unterschied, als die Brachiopoden keine, die Mollusken dagegen eine Anzahl lebender Arten enthalten. Die Mollusken gehen z. T. durch mehrere Stufen hindurch. Die Awamoa-Schichten haben die reichste Fauna geliefert. Ihnen gehören die Fundorte Awamoa, Target Gully, Ardgawan, Otiake, Pukeuri, Mount Harris, Bluecliffs, Pareoraſluß, White Rockfluß, Holme Station, Sutherland's und Kakatufluß an. Zur Waiareka-Stufe gehören die Lokalitäten Black Point, Wharekuri, Waihao greensands und Kakatu-Kohlenschichten.

Nach dem gegenwärtigen Stand der Kenntnisse ist die Zahl der Arten in den einzelnen Stufen und die Zahl der rezenten Arten folgende:

Waiareka	221 Arten,	davon 56 rezente	(= 25 %)
Ototara	90 (178)	28 (69)	31 (39)
Hutchinson . . .	97 (207)	36 (82)	37 (40)
Awamoa	336 (347)	113 (137)	34 (39)

Nimmt man an, daß Arten, die im Awamoa und im Waiareka vorkommen, auch den beiden Stufen dazwischen angehören, wenn sie dort auch noch nicht gefunden sind, so ergeben sich die in Klammern beigefügten Zahlen. Die Kenntnis der tertiären Mollusken und ihrer Verbreitung erlaubt noch nicht, die Methode, den Prozentsatz der auf die einzelnen Stufen entfallenden Arten festzustellen, auf die Parallelisierung der Schichten der einzelnen Tertiärvorkommen mit Sicherheit anzuwenden.

Die Greta-Schichten sind am unteren und oberen Waipara und im Gebiet von Greta, Motunau sowie im Oarotal (in der Nähe des Amuri Bluff) verbreitet. Sie scheinen eher der Waitotara- als der Castlecliff-Stufe anzugehören.

Die Ausbildung des Notocäns ist in verschiedenen Gebieten sehr verschieden und gibt Kunde von ungleichartigen geologischen Vorgängen. Regionen mit einheitlicher Entwicklung der Strandverschiebungen und Krustenbewegungen können zweckmäßig als „diastrophische Provinzen" bezeichnet werden. Eine solche ist z. B. das Gebiet zwischen Kakanui- und Rakaiafluß, eine andere dasjenige von letzterem bis zur Kaikoura-Halbinsel. (In der letzteren liegt die Gegend des mittleren Waipara und des Wekapasses.) Die Unterschiede zwischen den beiden genannten Gebieten sind bedeutend: im nördlichen sind marine Serien entwickelt, die im südlichen kein Gegenstück besitzen. Das Oamaru zeigt bedeutende Verschiedenheiten.

Weder Hector's Gliederung des „Cretaceo-Tertiary", noch Marshall's Klassifizierung des Notocäns können aufrecht erhalten werden.

Otto Wilckens.

E. A. Newell Arber: A Preliminary Note on the Fossil Plants of the Mount Pott Beds, New Zealand, Collected by Mr. D. G. Lillie, Biologist to Captain Scott's Antarctic Expedition in the „Terra Nova". (Proc. Roy. Soc. London. Ser. B. **86**. 1913. 344—347. Taf. 7, 8.)

Die „Terra Nova", das Schiff der 2. Scott'schen Antarkt.-Expedition (1910—1913), auf der Scott den Tod fand, verbrachte zwei Südwinter in den Gewässern von Neu-Seeland. Diese Gelegenheit benutzte D. G. Lillie, einer der Expeditionsbiologen, um am Mount Potts (Ashburton Co., Provinz Canterbury, Südinsel von Neu-Seeland) eine Sammlung der von dort schon lange bekannten und wegen des angeblichen Vorkommens von *Glossopteris* besonders bemerkenswerten fossilen Flora zu machen.

Nach Arber's Untersuchung des von Lillie gemeinschaftlich mit R. Speight gesammelten Materials steht nunmehr fest, daß am Mount Potts keine *Glossopteris*-Flora vorhanden ist. Die Pflanze, die von Hector für *Glossopteris* gehalten war, gehört demselben Genus an wie die von Solms-Laubach als *Lesleya Steinmanni* beschriebene Form aus dem chilenischen Rhät. Nach Arber liegt hier aber eine neue Gattung vor, die er *Linguifolium* nennt. Die Art vom Mount Potts wird *L. Lillieanum* genannt. Zum Vergleich mit dieser Form ist auch *Copiapaea plicatella* Solms-Laubach aus dem Rhät von Chile und *Blechnoxylon talbragarense* Eth. aus dem Paläozoicum (?) von Neusüdwales heranzuziehen.

Am Mount Potts wurden ferner gefunden: *Chiropteris lacerata* n. sp., *Baiera* cf. *paucipertita* Nath. (schwed. Rhät), *Dichyophyllum* cf. *acutilobatum* Braun sp., *Thinnfeldia lancifolia* Morris sp, *Cladophlebis australis* Morris sp., *Taeniopteris Daintreei* Mc Coy, *Phyllotheca* sp., *Palissia conferta* Oldh. sp. (s. Gondwana-(Rajmahal-)Form).

Außer *Palissia conferta* und *Taeniopteris Daintreei*, die jurassischen Typus haben, hat diese Flora somit einen vorwiegend rhätischen Habitus. Da man überhaupt rhätische und unterjurassische Floren noch nicht recht

unterscheiden kann, so ist eine ganz genaue Altersbestimmung der Flora nicht möglich.

Jedenfalls ist aber die Mount Potts-Flora die älteste Flora, die man aus Neu-Seeland kennt, keine paläozoische, und es liegt somit bislang keinerlei Beweis dafür vor, daß Neu-Seeland einen Teil des Gondwanalandes bildete.

[Damit stimmt auch die Tatsache, daß in Neu-Seeland stark gefaltete alpine Trias vorkommt, die dem Gondwanaland fehlt. Ref.]

Otto Wilckens.

C. A. Cotton: The Structure and Later Geological History of New Zealand. (Geol. Magazine. N. S. Dec. VI. 3. 243—249, 314—320. 2 Textfig. 1916.)

Die älteren Formationen Neu-Seelands sind durch eine spätjurassische oder frühcretacische Gebirgsbildung gefaltet worden. Dies Gebirge sollte nach älterer Auffassung in dem heutigen Gebirge von Neu-Seeland noch jetzt existieren. Diese Auffassung ist unrichtig. Vor allem fällt die Streichrichtung der Falten nicht mit der Richtung der Küsten zusammen. Dieselbe ist z. B. in der Umgegend von Wellington N 10—15° O, während die Küste NO gerichtet ist. Auf der Südinsel wechselt das Streichen sehr. [Es fragt sich nur, inwieweit hier lokale Beobachtungen vorliegen, deren Bedeutung gegenüber der Richtung des Generalstreichens gering ist. Ref.] Für die großen Züge der Oberflächengestaltung von Neu-Seeland ist der Verlauf der mesozoischen Faltenzüge ohne Bedeutung.

Ehe die ältesten Glieder der Deckschichten auf dem Faltenbau der mesozoischen Gebirgsbildung abgelagert wurden, war dieser stark abgetragen, wenn nicht bis zu einer Fastebene, so doch zu einem Hügelland. Der nördliche Teil der Südinsel ist sicher so gut wie ganz von der Meerestransgression der Deckschichten überflutet worden. Nordöstlich von Wellington ist die Überflutung erst in spättertiärer Zeit eingetreten. In den Kaimanavabergen (Zentrum der Nordinsel) liegt Tertiär auf einer ebenen Auflagerungsfläche. Sicher war nur wenig von den neuseeländischen Inseln im Tertiär nicht überflutet. Bemerkenswert ist die Konkordanz der Deckschichten, auch bei stratigraphischen Lücken.

Die orogenetischen Bewegungen, die der Ablagerung der tertiären Deckschichten folgten und das heutige Relief hervorbrachten, fallen ins Pliocän. Sie werden als „Kaikoura-Gebirgsbildung" bezeichnet. Diese Dislokationen waren zunächst tangential; denn die Brüche sind z. T. Aufschiebungen. Die Hauptrichtung der Dislokationen ist SW—NO, dementsprechend auch diejenige der Schollen. Faltung zeigt sich nur in den höheren Deckschichten. Besonders wichtig sind die Verwerfungen, die oft von langem und geradlinigem Verlauf sind. (Park's Darstellung in Geology of New Zealand, 1910, p. 263, 265 ist aber sehr hypothetisch.) In Marlborough und Nord-Canterbury liegt ein Mosaik von Schollen, teils aus dem gefalteten Grundgebirge, teils aus Deckschichten. Die Waiau-Hurunui-

Ebene ist z. B. eine eingebrochene Scholle. Daß das Tertiär sich früher vom Gebiet von Oamaru weit landeinwärts als zusammenhängende Decke ausdehnte, beweisen die Vorkommen im Shag- und Waitaki-Tal. Hutton's Meinung, diese Ablagerungen seien in Fjorden gebildet, ist abzulehnen. Die Depressionen der Seen Wakatipu und Te Anau sind wahrscheinlich Tiefschollen. Im zentralen Otago erscheint die alte Auflagerungsfläche der Deckschichten vielfach auf den Hochschollen. Die Schollen sind hier meist schräg gestellt; die aufgekippte Kante liegt im SO, die Lehne fällt nach NW ab.

Die Nordinsel ist nicht so stark gehoben wie die Südinsel. Die Rinutaka-Kette wird im O durch eine Verwerfung begrenzt. Östlich derselben liegt eine Scholle mit stark gefalteten Deckschichten (Streichen NO). In der Umgebung der Horste, auf denen im nördlichen Auckland das gefaltete alte Gebirge erscheint, sind die tertiären Deckschichten beträchtlich gefaltet.

Die Bewegungen, die in der Zeit nach der Kaikoura-Gebirgsbildung das neuseeländische Gebiet betroffen haben, sind mehr epirogenetischer Art. Jedoch haben sie nicht Neu-Seeland als Ganzes betroffen. Immerhin waren die einheitlichen bewegten Stücke größer als die Schollen der Kaikoura-Bewegung. So hat sich der nördliche Teil der Nordinsel gehoben, der südliche gesenkt. Junge Verwerfungen scheinen im Wairautal und an der Cookstraße zu verlaufen. Zwischen die Kaikoura- und die jüngsten Bewegungen fällt eine Zeit der Ruhe. Die in Neu-Seeland auftretenden Erdbeben gehen größtenteils von einem außerhalb gelegenen Gebiet aus.

Otto Wilckens.

H. Woods: The Cretaceous Faunas of the North-Eastern Part of the South Island of New Zealand. (New Zealand Geological Survey Palaeontological. Bulletin No. 4. Wellington 1917. VIII. + 41 p. 20 Taf. 4°.)

Im nordöstlichen Teil der Südinsel von Neuseeland treten Kreideschichten auf, in den Provinzen Canterbury und Marlborough. Verf. hat die darin von Mc Kay und anderen Geologen der neuseeländischen Landesanstalt gesammelten Cephalopoden und Lamellibranchien untersucht. Es lassen sich zwei Faunen von verschiedenem Alter unterscheiden, eine vom Alter des unteren Utatur (Cenoman) und eine obersenonische.

I. Das Cenoman des östlichen Marlborough liegt zwischen der Kaikoura-Halbinsel und Cap Campbell. Das eine Vorkommen bildet einen Streifen längs oder nahe der Küste und hängt im N mit einem zweiten zusammen, der in nordöstlicher Richtung über das mittlere Clarenceflußtal zwischen der Kaikourakette und den Seaward Kaikouras hinstreicht. Letzterer wird im NW durch eine Verwerfung begrenzt, an die ältere Gesteine anstoßen. Die Kreide ruht mit einem Basalkonglomerat diskordant auf älteren Gesteinen. Weitere Kreidevorkommen finden sich in dieser Gegend im Awatere-Tal.

1. Clarence-Tal.

A. Im nördlichen Clarence-Tal, bei Coverham, ist von J. A. Thomson folgende Schichtfolge festgestellt (die in den einzelnen Abteilungen gefundenen und von Woods beschriebenen Fossilien sind gleich mit aufgeführt):

Hangendes: Amurikalk und Feuersteinschichten, 2500 Fuß mächtig.

f) Sawpit Gully-Tonsteine (3200 Fuß) mit *Gaudryceras Sacya* (Forb.), *Inoceramus concentricus* Park. var. *porrectus* v. n., *Aucellina euglypha* n. sp.

e) Nidd-Sandsteine und -Tonsteine (550 Fuß) mit großen Inoceramen.

d) Cover Creek-Tonsteine (2000 Fuß) mit *Turrilites circumtaeniatus* Kossm., *Belemnites superstes* Hector, *Inoceramus concentricus* Park.

c) Wharf Gorge-Sandsteine (450 Fuß) mit Holz und schlecht erhaltenen Pflanzenresten.

b) Wharf-Tonsteine (1550 Fuß) mit *Aucellina euglypha* n. sp. und *Belemnites superstes* Hect.

a) Basales Konglomerat (200 Fuß).

Liegendes: Grauwacken.

Da *Gaudryceras Sacya* und *Turrilites circumtaeniatus* beide in der unteren Utatur Group von Südindien auftreten, und da *Aucellina euglypha* der *A. aptiensis* d'Orb. nahesteht, die dem unteren und vielleicht dem mittleren Gault von Nordeuropa angehört, sowie wegen des Vorkommens von *Inoceramus concentricus* wird man diese Ablagerungen als unteres Utatur ansehen dürfen (oberer Gault und „Upper Greensand"). Da der Amurikalk bei Amuri Bluff über einer mächtigen Serie obersenoner Schichten liegt, so muß im Clarence-Tal der Amurikalk eine transgressive Lagerung besitzen.

B. 20 Meilen südwestlich von Coverham ist in der Clarence-Schlucht dicht unterhalb der Einmündung des Bluff River folgendes Profil von Mc Kay beobachtet worden:

e) Kalk und graue Mergel,

d) vulkanische Tuffe,

c) Sandsteine, Konglomerate und Schiefer,

b) vulkanische Tuffe, 50—200 Fuß,

a) Sandsteine und Konglomerate.

Die hellen, feinkörnigen Sandsteine (a) haben folgende Fossilien geliefert: *Trigonia glyptica* n. sp., *Inoceramus* sp., „*Modiola*" *kaikourensis* n. sp., *Thracia* sp., *Belemnites superstes*. Die *Trigonia glyptica* ähnelt der *Tr. v-scripta* Kitchin aus dem „Oomia *Trigonia* bed" von Goonaree (Cutch).

C. 10 Meilen südwestlich der oben besprochenen Lokalität, am Seymour oder Herring River, beobachtete Mc Kay folgendes Profil:

e) Amurikalk,
d) Grünsande,
c) Sande und Sandsteine mit Konkretionen,
b) „Basaltic rock“ (Tuffe?),
a) weiche Sandsteine und grobe Sandsteine, mit Lagen von Toneisenstein und Kohlenschmitzen.

In einem Konglomerat, das dem untersten Schichtkomplex (a) angehört, fanden sich: *Trigonia glyptica* n. sp., *Tr. meridiana* n. sp., „*Modiola*“ *kaikourensis*, *Inoceramus* sp., *Belemnites superstes*. Das Konglomerat besteht aus Geröllen von braunem, eisenschüssigem Tuff und Basalt, frischen Feldspatkörnern und Fragmenten von *Inoceramus*- und anderen Schalen. Das Bindemittel ist Calcit und etwas Dolomit. Die *Trigonia meridiana* ist eine eigentümliche Form, die noch am ersten an gewisse Formen von Cutch und an *Tr. kikuchina* Yokoy. und *Tr. rotundata* Yokoy. erinnert.

2. Awatere-Tal.

Das Awatere-Tal läuft landeinwärts parallel mit dem Clarence-Tal in SW—NO-Richtung. Hier sind bei Gladstone und Middlehurst Runs (besonders im Limestone Creek) namentlich in dunklen Tuffen, deren Körner und Gerölle aus glasigem Basalt, Augitfragmenten und Olivinkörnern bestehen, die durch ein kalkiges Bindemittel verkittet sind, folgende Versteinerungen gefunden: *Arca (Barbatia)* sp., *Trigonia meridiana* n. sp., *Spondylus* sp., *Pecten (Syncyclonema)* sp., *P. (Camptonectes)* sp., *Lima marlburiensis* n. sp., *Aucellina euglypha* n. sp., *Inoceramus concentricus* Park. var. *porrectus, Panopea awaterensis* n. sp., *Belemnites superstes* Hector. Diese Schichten scheinen also dasselbe Alter zu haben, wie die von der Clarence-Schlucht (Bluff River) und die vom Seymour River. Die Inoceramen, *Aucellina euglypha* und *Belemnites superstes* deuten auch auf Gleichaltrigkeit mit den Schichten von Coverham. Die nur im Awatere-Tal gefundenen Formen sprechen auch für unteres Utatur.

Bei Gladstone im oberen Awatere-Tal ist der Amurikalk sehr wenig mächtig. Er liegt hier auf vulkanischen Tuffen mit *Inoceramus*-Fragmenten. Etwas weiter talaufwärts, am Mount's Look out, sind diese Tuffe stark entwickelt. Sie ruhen hier (unter dem Amurikalk) auf mächtigen Tonsteinen und tonigen Sandsteinen, in denen *Inoceramus* und *Aucellina euglypha* gefunden ist. Darunter folgen massive Sandsteine mit Pflanzenresten und darunter das basale Konglomerat der Kreideablagerungen.

Die Fauna des unteren Utatur ist in der Umrandung des Pazifischen Ozeans von Japan, Queen Charlotte Islands, Kalifornien, Peru, Grahamland? und Queensland (?, Rolling down beds), in der Umrandung des Pazifischen Ozeans von Trichinopoli, Conducia, Madagaskar, Zululand usw. bekannt. Die „cenomane Transgression“ hat also auch in Neuseeland Spuren hinterlassen. Es muß aber nach Ablagerung der Schichten von diesem Alter eine Hebung eingetreten sein, denn Mittel-Utatur fehlt in Neuseeland.

II. Die Kreideformation von Amuri Bluff, Waipara—Weka Pass und den Malvern Hills.

Von diesen Lokalitäten liegt die erstgenannte im südlichen Marlborough, die beiden anderen in Canterbury.

1. Amuri Bluff.

Amuri Bluff liegt etwa 15 Meilen südwestlich der Kaikoura-Halbinsel an der Ostküste von Marlborough.

A. Die Amuri-Schichten.

Die Ablagerungen am Amuri Bluff lassen sich in 2 Abteilungen gliedern: die Amuri-Schichten unten und die Grünsandgruppe oben. Nach Mc Kay erreichen die Amurischichten 360—585 Fuß Mächtigkeit. Ihr Profil ist das folgende:

Hangendes: Saurierschichten des Grünsandkomplexes,
f) Black grit,
e) Grünsande,
d) Graue Sande,
c) unterer black grit,
b) Kalkkonglomerat { *Aporrhais*-Schichten, *Trigonia*-Schichten, Belemniten-Schichten,
a) untere oder Holz-Sande.
Liegendes: Diskordanz; Jura?

Das Kalkkonglomerat.

Fast alle bestimmbaren Fossilien von Amuri Bluff stammen aus dieser Schichtgruppe. Die Trennung in *Aporrhais-*, *Trigonia-* und Belemnitenschichten hat keinen stratigraphischen Wert und ist selbst im Amuribezirk nicht durchführbar. Das ganze Kalkkonglomerat gehört stratigraphisch derselben Stufe an. Die Fauna hat indo-pazifischen Typus und obersenones Alter. Zwar sind die meisten Arten neu, aber viele von ihnen zeigen Beziehungen zu Formen dieses Typus und dieses Alters. Daneben treten aber auch Arten auf, die bereits bekannt sind. Lamellibranchien und Gastropoden herrschen vor, Cephalopoden treten zurück; es handelt sich also um eine Flachseebildung. Echinodermen, Brachiopoden, Korallen und Schwämme sind selten oder fehlen. An Fischresten sind gefunden: *Ischyodus Thurmanni* Pict. et Camp., *Notidanus dentatus* Woodw., *Scapanorhynchus* (?) *subulatus* (Ag). Ähnliche Faunen kommen in Südindien (Ariyalur-Schichten), Madagaskar, S Afrika (Umzamba-Schichten), Japan, Vancouver, Quiriquina (Chile), Südpatagonien und Grahamland vor.

Verzeichnis der Fossilien aus dem Kalkkonglomerat: *Nuculana amuriensis* n. sp., *Nuculana* sp, *Barbatia Mackayi* n. sp., *Cucullaea zealandica* n sp., *Cucullaea* sp., *Pectunculus selwynensis* n. sp., *Pectunculus* sp., *Trigonia pseudocaudata* Hect., *Tr. Hanetiana* d'Orb, *H. waiparensis* n. sp., *Modiola* sp. cf. *typica* Forbes, *M. flagellifera* Forbes, *Dreissensia lanceolata* (Sow.), *Ostrea* sp., *Pecten (Syncyclonema) membranaceus* Nilss., *Pecten (Camptonectes) Hectori* n. sp., *Aequipecten amuriensis* n. sp.,

Lima (Limatula) Huttoni n. sp., *Inoceramus australis* n. sp., *I. pacificus* n. sp., *Inoceramus* sp., *Pinna* sp., *Astarte* (*Eriphyla*) *meridiana* n. sp., *Anthonya elongata* n. sp., *Lucina canterburiensis* n. sp., *Cultellus cretaceus* n. sp., *Callista (Callistina) Wilckensi* n. sp., *Cardium* sp., *Panopea clausa* Wilck., *Thracia Haasti* n. sp., *Nautilus* sp., *Kossmaticeras (Madrasites) haumuriensis* (Hect.), *Gaudryceras* sp. (ex aff. *Jukesi* Whit.), *Hamites* (*Anisoceras?*) sp., *Baculites* sp. cf. *vagina* Forbes, *Belemnites Lindsayi* Hect.

Vorherrschend sind Vertreter der Gattungen *Trigonia, Ostrea, Pecten, Callista, Cucullaea, Astarte* (*Eriphyla*).

Für die Altersbestimmung und den faunistischen Charakter sind wichtig: *Kossmaticeras (Madrasites) haumuriensis* Hect., das mit *K.* (*M.*) *Bhavani* (Stol.) aus der Trichinopoli und Ariyalur group verwandt ist. Eine Varietät dieser Art kommt auf der Seymourinsel (Grahamland) vor. Eine *Gaudryceras*-Form ist verwandt mit dem *G. Jukesi* Whit. aus dem Senon von Vancouver, das vielleicht identisch mit *G. Kayei* Forbes ist. Ein Baculit ist verwandt mit *B. vagina* Forbes (Ariyalur).

Trigonia Hanetiana ist häufig in der Quiriquinakreide und ein *Cardium* von Amuri ist wahrscheinlich verwandt mit *Cardium acuticostatum* d'Orb. aus denselben Schichten. *Pecten membranaceus* ist im Senon weltweit verbreitet. *Astarte meridiana* ist mit *A. Forbesiana* Stol. und *A. lenticularis* Gf. verwandt, die in der Ariyalur-Gruppe vorkommen. *Anthonya* ist eine Gattung der kalifornischen Chicostufe. Die sehr häufige *Callista Wilckensi* gleicht der *C. sculpturata* Stol. (Ariyalur), *Panopea clausa* findet sich im Senon des Grahamlandes.

c—f) Obere Amurischichten.

In den Grünsanden ist *Pecten membranaceus* gefunden, im black grit darüber: *Pecten membranaceus*, *P. Hectori* n. sp., *Inoceramus australis* n. sp., *Synechodus sulcatus* (Davis), *Callorhynchus Hectori* Newton, Ostreen und Belemniten. Es scheint, daß dieser Komplex derselben stratigraphischen Zone angehört wie das Kalkkonglomerat.

B. Die Grünsandgruppe.

Diese Schichtfolge hat 485—680 Fuß Mächtigkeit und gliedert sich folgendermaßen:

Hangendes: Amurikalk.

c) Teredokalk,
Grünsande,
grauer Sandstein,
unterer Teredokalk,

b) Grünsande mit Konkretionen,

a) Saurierschichten.

Liegendes: Black grit.

a) Die Saurierschichten.

Aus diesen Schichten stammen die folgenden Reptilien: *Cimoliasaurus australis* (Owen), *C. caudalis* Hutton, *C. Haasti* (Hect.), *C. Hol-*

mesi (Hect.), *C. Hoodi* (Owen), *C. latibrachialis* (Hect.), *C. Mackayi* (Hect.), *C. tenuis* (Hect.), *Leiodon haumuriensis* Hect. und *Platecarpus Oweni* (Hect.). Nach Angabe von C. W. Andrews ähnelt der Charakter dieser Fauna demjenigen der Reptilfauna des Niobrarakalks und spricht für senonisches Alter.

b) Grünsande mit Konkretionen.

Obwohl Belemniten und Bivalven in diesen Schichten ziemlich häufig sind, konnten doch nur *Pecten membranaceus* und *Lucina canterburiensis* identifiziert werden. Mc Kay fand in diesen Schichten einen Saurier. Jedenfalls ist auch diese Abteilung Obersenon.

c) Schichten über den Grünsanden mit Konkretionen.

Die Fossilausbeute aus diesen Schichten ist so gering, daß über ihr Alter nichts gesagt werden kann.

Der Amurikalk ist ein feinkörniger Kalk und hat trotz seiner großen Mächtigkeit und weiten Verbreitung nur ganz wenige Fossilien geliefert. Die von J. W. Davis beschriebenen Fische können nach A. S. Woodward Oberkreide oder Eocän anzeigen. *Lamna marginalis* Davis ist nach A. S. Woodward identisch mit *L. macrota* Ag. aus dem Eocän und Miocän von Europa. Diese Form kommt im Teredokalk und Amurikalk vor und spricht für postcretacisches Alter dieser Bildungen. Auch wird *Pecten Zitteli* Hutton, eine Form des Oamaru, aus dem Amurikalk angegeben; während die einzigen sonst noch darin vorkommenden Fossilien Foraminiferen sind, die noch nicht untersucht wurden.

2. Das Waipara- und Weka Pass-Gebiet.

Dies Gebiet liegt 50 Meilen südwestlich von Amuri Bluff, 40 Meilen nördlich von Christchurch und 12 Meilen landeinwärts von der Küste. Es lassen sich unterscheiden:

Hangendes: Amurikalk.

c) Saurierschichten mit *Cimoliasaurus australis*, *C. caudalis*, *C. Haasti*, *C. Hoodi*, *C. Holmesi*, *Leiodon haumuriensis* n. sp., *Malletia* (*Neilo*) *cymbula* n. sp., *Mactra* sp., *Thracia* sp., *Trigonia waiparensis* n. sp., *Cardium* sp. und *Belemnites*. Nach der Reptilfauna haben diese Schichten das gleiche Alter wie die Saurierschichten von Amuri Bluff. Die Lamellibranchier kommen in den anderen Kreidegebieten nicht vor; aber *Malletia cymbula* ist nahe verwandt mit *M. pencana* Phil. aus den Quiriquinaschichten und *Trigonia waiparensis* mit *Tr. parva* Brüggen und *Tr. crenifera* Stol. aus dem Obersenon.

b) Unter den Saurierschichten liegen Sandsteine, die namentlich in einer „Austernschicht“ folgende Fossilien führen: *Trigonia Hanetiana* d'Orb., *Ostrea* sp. cf. *dichotoma* Bayle, *Cucullaea*, „*Arca*“ *Hectori* n. sp., *Pecten Hectori* n. sp. Offenbar handelt es sich also um ein Äquivalent der Amurischichten.

a) Das tiefste Glied der Schichtfolge bilden lose Sande mit Kohlen und Konglomeraten.

3. Die Malvern Hills.

Dieses Gebiet liegt etwa 100 Meilen südwestlich von Amuri Bluff und 40 Meilen westlich von Christchurch. Eine geologische Beschreibung dieser Gegend steht noch aus. Die Schichtfolge ist:

e) Lose Sande und vulkanische Tuffe,
d) Saurierschichten (ohne Fossilien, nur lithologisch den Saurierschichten gleich),
c) Selwyn Rapids-Schichten,
b) *Ostrea*-Schicht,
a) Quarzsande und Konglomerate, sehr mächtig, mit Kohlenflözen in verschiedenen Niveaus.

Liegendes: „Vulkanische Gesteine".

Nach dem Fossilinhalt entspricht (b) *Ostrea*-Schicht dem Kalkkonglomerat von Amuri Bluff, die Selwyn Rapids-Schichten dem oberen Teil der Amuri-Schichten. Der Amurikalk fehlt in dieser Gegend.

Die (b) *Ostrea*-Schicht hat geliefert *Trigonia pseudocaudata* Hect., *Tr. Hanetiana* d'Orb., *Panopea malvernensis* n. sp., *Pecten Hectori* n. sp., *Lucina canterburiensis* n. sp. und entspricht somit wohl dem Kalkkonglomerat (untere Amurischichten).

Die Selwyn Rapids-Schichten führen *Pectunculus selwynensis* n. sp., *Ostrea* sp., *Pecten Hectori* n. sp., *Pinna* sp., *Astarte (Eriphyla) lenticularis* Gf., *Lucina canterburiensis* n. sp., *Tellina* sp. cf. *Largillierti* d'Orb., *Callista (Callistina) Thomsoni* n. sp., *Callista* sp., *Dosinia* sp., *Cardium* sp., *Panopea malvernensis* n. sp. Von diesen Arten kommen nur *Lucina canterburiensis* und *Pecten (Camptonectes) Hectori* auch am Amuri Bluff vor, und zwar im Kalkkonglomerat. Wahrscheinlich entsprechen die Selwyn Rapids-Schichten den oberen Amuri-Schichten.

In dem Gebiete von Amuri Bluff bis zu den Malvern Hills sind die Kreidebildungen somit von gleichem stratigraphischen Charakter und von obersenonischem Alter. Es sind somit diese Gegenden von jener obersenonen Transgression betroffen, die gleichartige Ablagerungen auch in Pondicherry, Madagaskar, Südafrika und Quiriquina (Chile) geschaffen hat.

[Eine Anzahl von Korrekturen zu den Fossilbestimmungen von Woods habe ich gegeben in: „Die Bivalvenfauna des Obersenons von Neu-Seeland". Centralbl. f. Min. etc. 1920. 260–265. Ref.] **Otto Wilckens.**

C. T. Trechmann: Cretaceous mollusca from New Zealand (Geol. Mag. Dec. 6. **4**. 294—305, 337—342. Taf. 19—21. 1917.)

O. Wilckens: Die Kreideformation in Neuseeland. (Geol. Rundsch. **11**. 189—191. 2 Textfig. 1920.)

Zwei Schriften, welche im gleichen Jahre (1917) erschienen sind, haben die Kenntnis der Kreideformation auf der südlichen Hemisphäre wesentlich gefördert. Woods (The cretaceous faunas of the northeastern part of the South Island of New Zealand) wies das Vorkommen des Vracon und Senon am Ostrande der südlichen Insel von Neuseeland am Amuri Bluff und

nördlich von Christchurch nach. Eine eingehende Analyse des Aufsatzes hinsichtlich des Schichtenaufbaus, der Fauna unter Beifügung von Berichtigungen (so fällt *Inoceramus pacificus* Woods in die Synonymie von *In. Steinmanni* O. Wilck. und wird für *Nemodon* sp. der Name *Nordenskjöldia Woodsi* n. sp. in Vorschlag gebracht). der Beziehungen der Fauna zu derjenigen Südamerikas und des Grahamlandes sowie der ehemaligen Ausdehnung des Südkontinents hat Wilckens im Centralbl. f. Min. etc. 1920. 260 ff. und in der oben angeführten Schrift gegeben.

Das Senon ist außer im N auch im südlichen Teile der Insel Südneuseeland vertreten. Aus jenem gibt Trechmann außer dem Waipara Gorge, den Woods bereits nannte, die Selwyn Rapids und den Woineakariri Gorge, aus dem Süden Wangaloa bei Dunedin als Fundpunkte an. Die Fauna ist reich an Gastropoden. *Turritella* sp., *Chrysostoma selwynensis* n. sp., *Natica (Euspira) variabilis* Moore, *? Neritopsis Speighti* n. sp., *Conchothyra parasitica* McCoy, *Pugnellus Marshalli* n. sp., *P. waiparensis* n. sp., *P. australis* Marsh. var., *Alaria Suteri* n. sp., *Aporrhais gregaria* Wilck., *? Aplustrum selwyensis* n. sp., wozu *Trigonia* cf. *Hanetiana* d'Orb., *Dentalium* sp., *Kossmaticeras gemmatum* Hupé und *Belemnites* sp. kommen. Joh. Böhm.

Otto Wilckens: Die Geologie von Neu-Seeland. (Geol. Rundsch. 8. 143—161. 1917.)

Der Aufsatz ist vorwiegend ein Sammelreferat über die zusammenfassenden Werke von Park und Marshall [vgl. die Ref. in dies. Jahrb. 1919. -93—107-], bringt aber auch Neues, so die Altersbestimmung des Amuri-Systems (oder Waiparaschichten) als Obersenon auf Grund der von Hector abgebildeten Fossilien [inzwischen bestätigt; vgl. die beiden vorangehenden Ref. über die Arbeiten von Woods und Trechmann]. Bezüglich der endlosen Diskussionen der neuseeländischen Geologen über die Kon- oder Diskordanz des Tertiärs zur Kreide weist Verf. auf die ähnlichen Unklarheiten in Patagonien und Chile, die aber hier wie dort für die allein auf paläontologischer Grundlage mögliche Altersbestimmung unwesentlich sind.

Um der Tektonik des neuseeländischen Faltengebirges näher zu kommen, geht Verf. von einem Vergleich mit den Alpen aus. Auch das erstere hat eine S-förmige Gestalt und sein südwestlicher Teil beschreibt einen ähnlichen scharfen Bogen wie die Westalpen. Große Abbrüche versenken die südöstliche Innenseite, auf der die Eruptivmassen der Banks- und der Otagohalbinsel liegen. Das Gneismassiv des Fjordlandes ist als eine außerhalb des Gebirges liegende alte Masse zu betrachten, die Tasmanberge im N der Südinsel sind vielleicht paläozoisch gefaltet. In der Nordinsel scheint sich eine Virgation anzubahnen, die zu verschiedenen Bogen des westpazifischen Baus hinüberleitet. Hier sind starke Abbrüche erfolgt, ähnlich wie am Ostende der Alpen. In der nordwestlichen Nordinsel ist das Streichen sehr wechselnd und die Tektonik noch keineswegs klar. Die meisten Forscher betrachten die SO-Seite als die Innenseite des Gebirges, Suess dagegen die NW-Seite. Die Hauptfaltungsperiode fällt

in die ältere Kreidezeit, aber in Otago zwischen Mt. Aspiring und Wakatipusee, in der Ben Neviskette in Nelson und in den Kaikouras sind noch tertiäre Schichten von starker Faltung oder Überschiebung ergriffen. Überschiebungsdecken sind aus Neu-Seeland nicht bekannt. Morgan verlegt das Empordringen der Granite auf der Westseite der südlichen Alpen im nördlichen Westland ins Tertiär. Dies führt auf einen Vergleich des neuseeländischen Faltengebirges mit der Kordillere Südamerikas. Aber die Übereinstimmungen sind gering. Der südwestliche Bogen des neuseeländischen Faltengebirges (der sog. Otagosattel, der sicher kein einfacher Sattel ist) erscheint an der Ostküste der Südinsel durch Brüche abgeschnitten. Dies ist kein natürliches Ende. Die Fortsetzung des Gebirges kann nur in der Fortsetzung auf die Antarktanden des Grahamlandes gesucht werden. Die Kette würde dann den Pazifischen Ozean im S umrahmt haben, und fast ganz Antarktika muß dann dem atlantischen Raume zufallen.

Otto Wilckens.

Otto Wilckens: Die Geologie von Neu-Seeland. (Die Naturwissenschaften. **8**. 808—810.)

Zusammenfassender Überblick über die geologische Geschichte und den Bau von Neu-Seeland. Otto Wilckens.

Trechmann, Ch. T.: The Jurassic of New Zealand. (Proc. geol. soc. London. 1921. 102.)

Lockhart Jack, R.: The geology of the Moonta and Wallaroo Mining District. (Geol. Surv. S. Australia. Bull. 6. 1917. 135 p. 27 Taf.) [Ref. Amer. Journ. (4) **45**. 147. 198]

Chapman, F. and R. Etheridge: Paleontological Contributions to the Geology of Western Australia (6.) No. 11 and 12. (Bull. W. Austr. Geol. Surv. **72**. 59 p. 15 Taf. 1 Karte. 1917.)

Blatchford, T.: The gold belt south of Southern Cross, W. Austral. (Geol. Surv. Bull. **63**. 186 p. 31 Fig. 19 Taf. 4 Kart. 1915.) [Ref. Amer. Journ. (4.) **43**. 336. 1917.]

Harper, L. F.: Evidence of uplift on the coast of New South Wales, Australia. (Amer. Journ. of Sc. (4) **44**. 48—52. 1917.)

Cotton, L. A.: Some geophysical observations at Burrinjuck. (Proc. Roy. Soc. N. S. Wales. 448—462. 1915.) [Ref. Amer. Journ. (4) **43**. 170. 1917.

Talbot, H. W. B. and E. de C. Clarke: The geological results of an expedition to South Australian Border, and some comparisons between Central and Western Australian Geology suggested thereby. (Journ. and Proc. Roy. Soc. W. Austr. **3**. 1918. 1—29. 12 Fig. 3 Taf.) [Ref. Amer. Journ. (4.) **47**. 389. 1919.]

Howchin, W.: The geology of South Australia. (543 p. 330 Fig. Adelaide 1918.) [Ref. Amer. Journ. (4.) **47**. 389. 1919.]

Paläontologie.

Reptilia.

D. M. S. Watson: On the Cynodontia. (Annals and Magaz. nat. Hist. Ser. 9. 6. 1920. 506—524. 13 Fig.)

Nach Watson lassen sich die Cynodontia mit ihrem sekundären säugerähnlichen Gaumen in 2 Gruppen teilen: die Cynodontia, denen Suborbitalöffnungen fehlen, und die Bauriamorpha, welche solche besitzen. Erstere Gruppe nimmt von der Gorgonopsia ihren Ausgang, letztere scheint unabhängig davon sich von den Therocephalia herzuleiten. In der vorliegenden Arbeit gibt Watson eine sehr dankenswerte Zusammenfassung und teilweise Neubeschreibung einer Anzahl von Cynodontierschädeln mit entsprechenden Abbildungen: nämlich von *Galesaurus planiceps* Owen, *Cynosuchus supportus* Owen, *Nythosaurus larvatus* Owen, *Thrinaxodon liorhinus* Seeley, *Cynognathus crateronotus* Seeley und *Protacmon brachyrhinus* n. g. n. sp., einer von Watson selbst gesammelten neuen Form in der *Cynognathus*-Zone von Essex, Distrikt Albert, Cap Province, S.-Afrika. Diese Serie von Cynodontiern erstreckt sich geologisch über einen Zeitraum vom obersten Perm bis zum Beginn der oberen Trias (*Cynognathus*-Zone) und zeigt die beträchtlichen Veränderungen, welche während dieses Zeitraums innerhalb der Glieder der Gruppe Platz griffen.

Galesaurus und *Cynosuchus* repräsentieren sehr nahe dieselben morphologischen Stufen, sie sind nur wenig mehr fortgeschritten als der gleichzeitige Gorgonopside *Arctognathus*. Primitiv sind ihre folgenden Merkmale: 1. die niedrig keilförmige Schnauze, 2. das Überhängen des Vorderrandes des Nasale, 3. die bedeutende Anteilnahme des Septomaxillare am Gesichtsschädel, 4. die nur leicht komplizierten Molarzähne, 5. der breite niedere Occiput und die tiefe Befestigung des Squamosum an dem Gehirnschädel von *Galesaurus*, 6. die Art der Gelenkung des Quadratumkomplexes bei *Galesaurus* ist mit dem von *Asthenauchenia* zu vergleichen, 7. das relativ große Quadratum und hintere Teil des Kiefers. Vorgeschrittene Eigenschaften sind: 1. die Reduktion der Parietalia zu einem sagittalen Kamm, 2. die paarigen Condyli occipitales, 3. der sekundäre Gaumen, 4. die Zunahme der Zahl der Backenzähne.

Thrinaxodon hat folgende primitive Merkmale: 1. Teilnahme des Septomaxillare am Gesichtsschädel, 2. die nach außen gerichtete Öffnung des Foramen septomaxillare, 3. ansehnliche Frontalia und Lacrimalia, 4. ein langer Quadratast des Pterygoids, 5. eine beträchtliche Ausdehnung des Pterygoids nach vorwärts an den Seiten der Mittelgrube des Gaumens; er ist vorgeschritten: 1. durch den Mangel des überhängenden Vorderrandes des Nasale, 2. durch den mächtigen Quadratast des Epipterygoids, 3. durch die Lage des Foramen jugulare an der Unterseite, 4. durch die Insertion des Quadratumkomplexes in zwei Schlitze in dem unteren Rande des Squamosums, 5. durch das dreiseitige Occiput.

Cynognathus kommt sehr nahe an *Gomphognathus* heran. Er ist gegenüber *Thrinaxodon* vorgeschritten, 1. durch die weitere Zurücknahme des vorderen Randes der Nasalia, 2. durch den Verlust der Beteiligung des Septomaxillare am Gesichtsschädel, 3. durch weitere Spezialisierung der Zähne, 4. durch weitere Reduktion des hinteren Endes des Unterkiefers, 5. durch den vollständigen Verlust des Quadratastes des Pterygoids, 6. durch das Zurückweichen des vorderen Astes des Pterygoids und den Verlust des Fortsatzes, der Palatin und Vomer trennt.

Protacmon, der am meisten fortgeschrittene und ungemein säugerähnliche Cynodontier, unterscheidet sich von seinem Verwandten *Gomphognathus* durch den völligen Verlust des Quadratastes des Epipterygoids, daß das Quadratum völlig frei wird und in einer weiteren Größenreduktion der Knochen am rückwärtigen Teil des Kiefers.

Dieser Verlust jeglicher Verbindung zwischen dem Epipterygoid und dem Quadratum ist die logische Vollendung der ganzen Entwicklung dieser Region bei den Theriodontia. Das läßt sich von den älteren Gorgonopsiden, die noch einen normalen Quadratast des Pterygoids besitzen, über *Arctognathus, Thrinaxodon, Gomphognathus* bis zu *Protacmon* verfolgen, bei dem Epipterygoid und Quadratum weit voneinander getrennt sind und wo das Quadratum nur vom Squamosum gestützt wird.

Auf diese Weise geben uns die bekannten Cynodontier eine Serie morphologischer Stufen, welche die Lücke zwischen hochstehenden Gorgonopsiden wie *Arctognathus* und einem so säugerähnlichen Tier wie *Protacmon* überbrücken. Broili.

R. S. Lull: The Sauropod Dinosaur *Barosaurus* Marsh. (Mem. Connecticut Acad. Sci. **6**. Dec. 1919. 1—42. 10 Fig. Pl. 1—7.)

Mit diesem Aufsatz beginnt eine Serie von Neubeschreibungen der Original-Exemplare im Peabody Museum der Yale Universität.

Der Fund von *Barosaurus lentus* Marsh wurde 1898 in der Nähe von Piedmont am Ostrand der Black Hills in S.-Dakota in den dort Beulah shales genannten Morrison-Schichten gemacht und von G. R. Wieland ausgebeutet. Vorhanden sind die 4 letzten Halswirbel, 6 Rückenwirbel, ca. 18 Schwanzwirbel, Teile von Halsrippen, Dorsalrippen, Hämapophysen, Hälfte des Sternum, Teil der Scapula, Fragmente des Sacrum, Teile des

Ilium, Teil des rechten Pubis, Teil des linken Ischium. Fragmente von Femur, Tibia, Fibula. Die Beschreibung und namentlich die Vergleichung mit *Diplodocus longus* ist eine eingehende und ist durch Diagramme wirksam unterstützt.

Barosaurus lentus ist ein hoch spezialisierter großer schwerer Sauropode, der in vieler Hinsicht *Diplodocus* ähnlich ist, jedoch sind die Proportionen verschiedene. Die Länge der Rückenwirbelsäule bei beiden Gattungen ist eine ähnliche, aber im Gegensatz zu *Diplodocus* ist die Halswirbelsäule von *Barosaurus* sehr viel länger und die Schwanzwirbelsäule sehr viel kürzer als jene. Die Höhe der Dornfortsätze im Schwanz ist wesentlich geringer als bei *Diplodocus*. Aus der schrägen Lage der Gelenkflächen der hinteren Halswirbel und des vordersten Rückenwirbels schließt Verf. auf einen giraffenartig getragenen Hals, wie Matthew ihn von dem Tendaguru-*Brachiosaurus* rekonstruiert hat. Die Hinterextremitäten sind plump wie bei *Brontosaurus*. Von *Brontosaurus* ist aber die gewaltige relative Größe des Halses verschieden. Mit *Haplocanthosaurus* findet Verf. keine wesentliche Ähnlichkeit. Bei *Brachiosaurus* sind die Zygapophysen viel schwächer entwickelt als bei *Barosaurus* und die Hyposphen-Hypantrum-Gelenkung ist viel extremer entwickelt als bei *Barosaurus*. Auch die Form der Pleurocölen ist bei beiden Gattungen verschieden und die Verstrebung der Wirbel ist bei *Brachiosaurus* noch schwächer ausgebildet, ferner sind bei *Brachiosaurus* die Dornfortsätze der Dorsal- und Sacralregion niedriger. Der von Janensch abgebildete (Arch. f. Biontol. III. 1. I. 1914. Fig. 1) ca. 6.—9. Halswirbel von „*Brachiosaurus*“ *Brancai* hat sehr große Ähnlichkeit mit dem 12. Halswirbel von *Barosaurus*, nur in den Präzygapophysen wird ein Unterschied hervorgehoben. Verf. findet den amerikanischen *Brachiosaurus* von *Barosaurus* recht verschieden. Es scheint dem Verf. also, daß *Barosaurus* seinen nächsten Verwandten in der ostafrikanischen Form hat.

F. v. Huene.

Ballerstedt, M.: Dinosaurierfährten im Wealdensandstein des Harrl bei Bückeburg und eine zurzeit freiliegende Spur eines „vierfüßigen“ plumpen Dinosauriers. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. **72**. 1920 (1921). 231—233.)

R. S. Lull: The cretaceous armoured Dinosaur *Nodosaurus textilis* Marsh. (Amer. Journ. Sci. 5. ser. **1**. Febr. 1921. 97—126. 7 Fig. Pl. 1—4.)

Das Original-Material von *Nodosaurus* ist neu präpariert und kann jetzt besser ausgewertet werden. Der Fund stammt von Como Bluff in Wyoming, 400 Fuß über dem Dakotasandstein, aus marinen Benton-Sanden. Der Fund besteht in Panzerteilen, Sacrum, Becken und mehreren damit verbundenen Wirbeln und Rippen, 13 Schwanzwirbeln, Femora, Tibiae, Fibulae, einem fast vollständigen rechten Hinterfuß, Teilen der Ober- und

Unterarmknochen und der Hand. Die Familie Nodosauridae besteht nach dem Verf. aus den Gattungen *Nodosaurus* und *Stegopelta* (Benton), *Hoplitosaurus* (Dakota), *Hierosaurus* (Niobrara), *Ankylosaurus* (Edmonton und Lance Formation); nahe verwandt ist *Polacanthus* aus dem europäischen Wealden. Die Panzerung von *Nodosaurus* besteht aus knötchentragenden Intercostalplatten und kleineren Costalplatten, sodann einem auf die Sacralregion beschränkten Beckenpanzer, ovalen gekielten und gestachelten Platten und subdermalen Verknöcherungen, die eine charakteristische gewebeartige Struktur zeigen. *Stegosaurus* ist viel aberranter als die Nodosauriden. *Hierosaurus Sternbergi* Wieland ist artlich verschieden, aber ein Gattungsunterschied ist nicht erkennbar. *Hoplitosaurus Marshi* Lucas ist in der Panzerung fast gleich, aber die Femora scheinen etwas abzuweichen. Bei *Stegopelta* Williston ist der Beckenpanzer, der aus hexagonalen Platten besteht, fest mit den Ilia verwachsen. Die Gattungen sind verschieden. *Ankylosaurus* Brown inklusive *Stereocephalus* Lambe und wahrscheinlich *Paleoscincus* ist mit *Nodosaurus* nahe verwandt, wenn auch deutlich unterschieden. Der Lendenpanzer von *Polacanthus* erinnert am meisten an *Nodosaurus*, aber die übrige Panzerung ist von ihm wesentlich unterschieden; in dieser Hinsicht sind *Polacanthus* und *Stegopelta* einander ähnlicher. **F. v. Huene.**

Ch. W. Gilmore: A new restoration of *Stegosaurus*. (Proceed. U. S. Nat. Mus. **49**. 1915. 355—357. 1 Fig. Pl. 52.)

Verf. hat ein Modell von *Stegosaurus stenops* hergestellt, das seine Abweichungen von früheren Rekonstruktionen veranschaulichen soll. Hiernach sollen die größten Kammplatten auf der Schwanzwurzel nicht über dem Becken stehen. Bei zwei Individuen sind sie in situ gefunden. Sie sind im ganzen nicht mehr als 18 an der Zahl. Ihre Anordnung ist nicht paarweise, sondern alternierend. Die sog. „gular ossicles" versetzt Verf. auf die Oberseite von Kopf und Hals. Schon F. A. Lucas hatte eine Zeichnung der alternierenden Anordnung der Kammplatten angefertigt, die Verf. erst nach Fertigstellung seines Modells auffand. Diese unabhängig erreichten Ergebnisse sind von besonderem Wert. Der schwachen Bezahnung wegen nimmt Verf. besonders saftreiche Pflanzen als Nahrung des *Stegosaurus* an. Aus dem Bau der Extremitäten schließt er auf bipede Vorfahren. **F. v. Huene.**

Ch. W. Gilmore: A newly mounted skeleton of the armored Dinosaur *Stegosaurus stenops* in the United States National Museum. (Proceed. U. S. Nat. Mus. **54**. 1918. 383—390. Pl. 57—63.)

Das neu aufgestellte Skelett von *Stegosaurus stenops* ist aus den Knochen von mehr als einem Individuum zusammengesetzt, die aber alle innerhalb eines Umkreises von 90 Fuß gefunden wurden, aber große Teile

des Skelettes gehören einem Individuum an. Das Skelett ist merklich kleiner als das durch Lull bekannt gemachte. Die Zahl der flachen Kammplatten wird jetzt auf nicht weniger als 18 und nicht mehr als 20 angegeben. Die Anzahl der Halswirbel ist nicht ganz sicher, es werden zunächst 12 von den 27 Präsacralwirbeln dem Halse zugezählt. Der Schwanz ist im Gegensatz zu dem Skelett in New Haven stark abwärts hängend montiert, weil die Centra der Schwanzwurzel unten kürzer sind als oben. Die Phalangenformel der Hand ist noch nicht ganz geklärt.

In der Ausstellung des U. S. Nat. Museum steht jetzt: 1. Das Knight'sche lebensgroße Modell des ganzen Tieres, das jetzt nicht mehr als vollkommen korrekt angesehen werden kann. 2. Das Original-Exemplar von Marsh genau in der Lage, wie es im Gestein gefunden wurde. Es ist das vollständigste bisher bekannte Skelett, an dem die meisten Kammplatten in ursprünglicher Lage erhalten sind. 3. Das vorhin erwähnte zusammengesetzte Skelett. 4. Das vom Verf. 1915 hergestellte kleine Modell, das die neueste Auffassung repräsentiert.

Am Schluß folgt eine genaue Tabelle über die bei dem zusammengesetzten Skelett verwendeten Knochen.

Die vorzüglichen photographischen Aufnahmen der Tafeln sind besonders nützlich. **F. v. Huene.**

Ch. W. Gilmore: A new restoration of *Triceratops*, with notes on the osteology of the genus. (Proceed. U. S. Nat. Mus. 55. 1919. 97—112. 6 Fig. Pl. 3—9.)

Am Schädel sind namentlich interessante Beobachtungen gemacht. Ein wohlentwickeltes Parietal-Loch ist vorhanden. Frontalia und Parietalia sind von außen her nicht sichtbar, sondern wie Ref. das schon früher gezeigt hatte, tief unterhalb der Postfrontalia verborgen. Präfrontalia und Postfrontalia bilden das äußere Schädeldach, auch in der Mitte, oberhalb den Frontalia und Parietalia. Das äußere und das innere Schädeldach sind durch den weiten zwischen ihnen liegenden Hohlraum mit Streben miteinander verbunden. Bei primitiven Ceratopsiden ist diese Bildung noch nicht so vollkommen wie bei *Triceratops*. Das große hintere Hornpaar wird von den Postorbitalia gebildet. Der Hirnraum, seine verschiedenen Öffnungen und die ihn umgebenden Knochenelemente werden eingehend besprochen und dargestellt. Auch vom postcranialen Skelett wird einiges kurz besprochen und abgebildet. Sodann wird ein vom Verf. hergestelltes Modell des ganzen Tieres reproduziert. **F. v. Huene.**

J. F. Pompeckj: Besaß der Dinosaurier *Triceratops* ein Parietalforamen? (Sitzungsber. d. Ges. Naturf. Freunde zu Berlin. 1921. 1—13. 1 Textfig.)

Das im Hirnschädeldach von *Triceratops* beobachtete Loch (s. obiges Ref.) ist nicht als Homologon des Parietalforamens aufzufassen; es mag im

Zusammenhang mit der Ausbildung der bei den Ceratopsiden vorkommenden intrategminalen Hohlräume auf Reduktionsvorgänge zurückzuführen sein. Die Korrelationen zwischen Gebiß und Schädelbau der Ceratopsiden werden erörtert. **Pompeckj.**

F. Broili: *Ctenochasma gracile* Oppel. (Geogn. Jahresh. 1916/17. XXIX u. XXX. Jahrg. 299—306.)

Der wichtige, fast ganz vergessene Fund aus den fränkischen Plattenkalken des oberen Jura wird eingehendst vergleichend osteologisch untersucht. Leider ist nur die Gaumenregion der übermäßig schlank ausgezogenen Schnauze mit den feinen Borstenzähnchen bekannt und es läßt sich nicht sicher sagen, ob es sich um einen Vogel oder einen Flugsaurier handelt. Erst weitere vollständigere Funde könnten darüber Aufschluß geben. **Wurm.**

Boulenger, G. A.: The helodermatid Lizards of the upper Eocene of France. (C. R. Acad. d. Sc. Paris 1918.)

Etheridge (jun.), R.: Reptilian notes. 1. Identity of *Megalania (Varanus) prisca* Owen with *Notiosaurus dentulatus* Owen. 2. *Megalania prisca*, a cave fossil from the Wellington cave Reserve. 3. An opalized reptilian dentary from Lightening Ridge, Walgett, of cretaceous age, described as *Crocodilus (? Bothosaurus) selaslophensis*. (Proceed. R. Soc. Victoria [Australia]. 1916.)

Loomis, F. B.: A new Mosasaur from the Ft. Pierre. (Amer. Journ of Sci. 1915. **33**. 555—566. 9 Fig.)

Repelin, J.: Découverte d'ossements de grands Pythonomorphes dans le Crétacé supérieur des environs de Jérusalem. (C. R. Acad. d. Sc. Paris 1916. **161**. 735—736.)

Watson, D. M. S.: *Pleurosaurus* and the homologies of the Temporal region of the Lizard skull. (Ann. a. Mag. Nat. Hist. 1914. **14**.)

Mammalia.

Th. Kormos: Die Felsnische Pilisszántó. Beiträge zur Geologie, Archäologie und Fauna der Postglazialzeit. Unter Mitwirkung von K. Lambrecht. (Mitteil. a. d. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Reichsanst. **23**. 333—524. Mit 5 Taf. u. 67 Textfig. Budapest 1916.)

Das Inventar der im Dachsteinkalk am Pilisberg nordnordöstlich von Budapest gelegenen Höhle wird vollständig und sehr eingehend beschrieben. Da die Höhle in etwa halber Höhe des Berges liegt, diente sie dem paläolithischen Menschen nur gelegentlich zum Aufenthalt; was er an Werkzeugen (Mikrolithe, sog. Zahnklingen, einige Knochengeräte) und Jagd-

beuteresten (Rentier) verlor oder hinterließ, weist wie die spätglaziale Fauna auf Magdalen; Kormos glaubt, daß die Zeitspanne vom Ausgang des Solutré bis zum Verfall der Magdalenkultur anzusetzen ist. Kleines Raubzeug benützte die Höhle dauernd. Die bis 2 m starken Schichten der Höhle bestehen — abgesehen von einer an Knochen ebenfalls reichen alluvialen Humusdecke — von oben nach unten aus: 1. „Höhlenlöß", d. h. vom Wind hereingewehten Staub; diese Schicht enthält vorwiegend kleine, von Raubvögeln zusammengetragene Nager, außerdem Rentier- und Hasenknochen, die als Küchenabfälle anzusprechen sind. 2. Lehmige Schichten mit weniger Resten; an der Basis liegt eine rostrote Schicht mit massenhaften Knochen aus Raubvogelgewöllen (womit die auffallende Farbe im Zusammenhang stehen soll). Diese mittleren Lagen sind faunistisch belanglos, sie dienen nur zur scharfen Scheidung der oberen (1) und unteren (3) Lagen. 3. Rote und graue Schichten mit Herdstelle. Hier allein sind Höhlenbärenknochen zahlreich. — Insgesamt wurden 41 Artefakte, 8000 Säugetier- und 3600 Vogelknochen gewonnen. Die Fauna ist bisher die reichste in Ungarn und besteht aus 60 Säugetier- und 83 Vogelarten; davon entfallen 44 Säuger auf das Diluvium. Die Faunen der unteren und der oberen Schichten sind einander sehr ähnlich, aber die Häufigkeit der Arten ist ganz verschieden. Die großen Tiergestalten des Pleistocäns sind fast verschwunden bis auf *Ursus spelaeus*. Dieser kommt unten vor, über ihm liegen z. T. massenhaft *Dicrostonyx torquatus, Ochotona pusilla, Cricetulus phaeus, Cricetus, Microtus arvalis, M. gregalis, M. nivalis, Arvicola terrestris, Spermophilus citelloides* n. sp. und *Rangifer*. Auch die Schneehühner nehmen nach oben zu und es stellt sich auch das Steppenhuhn (*Syrrhaptes paradoxus* Pall.) ein. Die Musteliden, Polarfuchs, Schneehase, Gulo sind unten und oben ungefähr gleich häufig, Steinbock und Gemse nehmen ab. Aus dieser auch in der Palffy-Höhle festgestellten Verteilung der Nager schließt Kormos, daß die Reihenfolge Tundra, Steppe, Wald für Ungarn nicht gilt. Den Grund für die Zuwanderung der arktischen Tundren- und Steppentiere aus O und NO sieht er in ihrer großen Vermehrung. Heute ist diese spätglaziale Fauna, für deren Vertreter fast durchweg robuste Statur, massives, gedrungenes Skelett, bezeichnend ist, zu etwa $\frac{4}{5}$ ausgestorben oder nach N und NO abgewandert; nur etwa $\frac{1}{5}$ ist bis heute oder fast bis heute erhalten geblieben. — Der Schilderung der Funde entnehmen wir unter Weglassung der alluvialen folgendes: Vom Menschen liegt nur eine Handphalange vor. — Von der südrussischen Bisamspitzmaus, die aus vier ungarischen Höhlen genannt ist, wird eine spätglaziale Lokalrasse angenommen *(Desmana moschata hungarica). Ursus spelaeus* ist in sehr jungen Tieren vertreten. Das Milchgebiß soll im Unterkiefer 4 Milchprämolaren besitzen; die Alveole neben dC an der lingualen Seite soll $dp_{\overline{1}}$ angehören, während die dI vor dem dC stecken [Ref. hält diese Deutung für falsch, es sind nur 3 Milchprämolaren anzunehmen]. — Wolf und Eisfuchs sind selten, bedeutend häufiger ist ein starker gewöhnlicher Fuchs, *Alopex vulpes* L. (Verf. hält mit Mehely die homonyme Bezeichnung von Gattung und Art für falsch und ändert daher den Gattungsnamen

entsprechend, da der Artnamen unverändert bleiben müsse. Also statt *Vulpes vulpes* L.: *Alopex vulpes* L., statt *Meles meles: Taxus meles, Martes martes = Zibellina martes* L. usw.) — Dachs, Fischotter, Edelmarder und Wiesel kommen selten vor, häufig sind dagegen Hermelin und Iltis. Dem Iltis ist ein besonderer Abschnitt „Zur Frage des mitteleuropäischen Pleistocän-Iltis" gewidmet; es handelt sich um Untersuchungen der Gebißreste aus allen ungarischen Höhlen. Der Unterkiefer der fossilen Art ist im ganzen robuster als beim lebenden *Foetorius putorius*. C ist oben und unten beträchtlich stärker und länger als beim gemeinen Iltis, außerdem stärker gefurcht. $P_{\frac{3}{3}}$ ist meist zweiwurzelig, $P^{\frac{3}{3}}$ scheint konstant zweiwurzelig im Gegensatz zur lebenden Art, worauf Verf. großes Gewicht legt. $M_{\frac{2}{2}}$ und $M^{\frac{1}{1}}$ sind kleiner als bei der rezenten Art, während sonst alle Zähne größer sind. Diesen großen Iltis hält Verf. für eine ausgestorbene glaziale Art, die er mit *Mustela robusta* Newton vereinigt [eine sehr wenig glückliche Lösung, die kaum das richtige trifft und die Zusammenhänge mit den lebenden Formen verschleiert; vor allem wird jeglicher Vergleich mit *Foetorius Eversmanni*, dem Steppeniltis, vermißt]. *Gulo luscus* ist durch 4 Phalangen vertreten, *Hyaena crocuta spelaea* auch nur durch einige spärliche Reste. Das gleiche gilt von den Katzen. — Die Hasen sind reichlich vorhanden. Durch die Nagezähne glaubt Verf. *Lepus timidus* und *L. europaeus* voneinander trennen zu können. $I^{\frac{1}{1}}$ ist bei *L. timidus* größer und weniger gekrümmt als bei *L. europaeus*, und die Längsfurche des Zahns ist mit Zement erfüllt, was beim Feldhasen nicht der Fall ist. Auch im Unterkiefer ergeben sich geringe Verschiedenheiten. Der diluviale Hase von Pilisszanto gehört danach zum Formenkreis des *L. timidus* L. — *Ochotona pusilla* ist massenhaft gefunden. Die Kurve der Schwankungsbreite der Länge der unteren Zahnreihe von 100 Individuen zeigt 22 % mit 6,8 mm als Maximalfrequenz. Grenzwerte 5,7 und 7,4 mm. Neben einem sehr großen *Cricetus* ist erwähnenswert ein Zwerghamster, *Cricetulus phaeus*, der in den unteren Schichten fehlt. Bei der geringen Länge der Zahnreihen (3,8—3,9 mm) ist es möglich, daß diese Unterkiefer zu dem sibirischen *C. songarus* gehören. — *Evotomys glareolus* ist selten. — Von *Dicrostonyx torquatus* liegen aus den oberen Schichten 445 Unterkiefer (aus den unteren nur 14) vor. Die Länge der Zahnreihen schwankt von 6,0—8,4 mm, am häufigsten (30 %) sind die Werte 7,2 und 7,3 mm. — Oblemming ist nicht nachgewiesen. — Von Wühlmausresten werden *Microtus arvalis, agrestis, ratticeps, gregalis, nivalis* genannt und Bemerkungen zu ihrer Unterscheidung gemacht. Die hauptsächlich oben massenhaften Schermäuse werden als *Arvicola terrestris*, die heute in Skandinavien verbreitete Schermaus, bestimmt; doch ist dieses Ergebnis nicht endgültig. Eine kleine Zieselart ist ebenfalls oben bedeutend häufiger als unten; sie wird nach Heranziehung der Literatur als neue, zwischen *Spermophilus citellus* und *S. suslica* stehende Art, *S. citelloides*, aufgefaßt; bei ihr kommen wie bei *S. rufescens* dreiwurzelige $P_{\frac{4}{4}}$ vor, indem bei jungen Tieren oft eine kleine akzessorische Wurzel funktioniert. Es werden $P_{\frac{4}{4}}$ und $P^{\frac{3}{3}}$ von rezenten und fossilen Zieseln abgebildet. Von *Spermophilus rufescens* liegt nur ein oberer

Molar vor. — Biber ist naturgemäß äußerst selten. — Große Hirschreste werden als *Cervus canadensis asiaticus* Lyd. bestimmt. *Megaceros* und *Capreolus* sind nur in ganz dürftigen Resten nachgewiesen; um so häufiger ist *Rangifer*, das in den Molaren und Phalangen eingehend verglichen wird; doch ist das Material für die aufgeworfenen odontologischen und systematischen Fragen wenig günstig, so daß dieser Abschnitt auf eine kritische Besprechung der Literatur hinauskommt. Von *Bos primigenius* und *Capra ibex* ist sehr wenig gefunden, etwas mehr von *Caprella rupicapra*, von der Maße der Astragali gegeben werden, auch wird ein ungemein kräftiger Hornzapfen abgebildet. Pferd, Nashorn und Mammut seien nur der Vollständigkeit halber genannt.

Indem Verf. bei allen nicht erloschenen Arten, wo es das Material nur irgendwie erlaubt, die Frage aufwirft, in welchem Verhältnis die pleistocänen Formen der ungarischen Mittelgebirge, und Mitteleuropas überhaupt, zu den lebenden Arten und ihren Unterarten oder Rassen stehen, liefert er vielfach, so besonders für die Nager, wo er auf Nehring u. a. fußen konnte, wertvolle Beiträge zur Rassenerforschung der diluvialen Säugetiere. Wenn die Unzulänglichkeit der osteologischen Untersuchungen an den lebenden Arten eine befriedigende Lösung in den meisten Fällen verhindert, so ist dies nicht seine Schuld. Die nachgewiesenen Formen stimmen, soweit sie noch heute lebenden Arten angehören, durchweg besser mit den skandinavischen als mit den mitteleuropäischen Formen überein. — Die Vogelreste beschreibt Lambrecht. Die Holzkohlenreste aus dem Diluvium bestimmte Hollendonner; es sind *Ulmus* sp., *Quercus* sp., *Fraxinus* sp., eine Conifere. Die bildliche Ausstattung der Monographie ist glänzend.

Dietrich.

Prähistorischer Mensch.

M. Verworn, R. Bonnet und G. Steinmann: Der diluviale Menschenfund von Obercassel bei Bonn. Mit 28 Taf. u. 42 Textfig. Wiesbaden, J. F. Bergmann, 1919.

Das der Universität Bonn zu ihrem hundertjährigen Bestehen von der Rheinischen Gesellschaft für wissenschaftliche Forschung gewidmete Werk bringt die Bearbeitung eines der wertvollsten menschlichen Skelettfunde aus der Eiszeit, die je gemacht wurden. Die gute Erhaltung der beiden, sich durch verschiedenes Lebensalter und Geschlecht gegenseitig sehr wesentlich ergänzenden Skelette, die das geologische Alter und die Kulturzugehörigkeit klarlegenden Begleitfunde an Industrieerzeugnissen und Fauna lassen den im Jahre 1914 aus deutschem Boden gehobenen Fund den berühmtesten Diluvialfunden Westeuropas unbedenklich an die Seite stellen. Und es ist mit Freuden zu begrüßen, daß dieses wichtige Material auch unter den für wissenschaftliche Arbeiten besonders ungünstigen Zeitverhältnissen bereits so verhältnismäßig bald nach seiner

glücklichen Bergung von berufenster Seite eine so sorgfältige und eingehende Bearbeitung erfahren konnte.

Das vorliegende Buch zeigt eine dem hochwertigen Inhalte würdige Ausstattung. Namentlich die zahlreichen Kupferdrucktafeln sind ganz hervorragend und erleichtern das Verständnis der sehr eingehenden Textabschnitte ganz wesentlich.

Auf den einleitenden Seiten 1—5 gibt M. Verworn die Fundgeschichte wieder. Dann folgt (auf p. 6—10) G. Steinmann mit einer Untersuchung über das geologische Alter des Fundes. Beigegeben ist eine anschauliche Profilzeichnung im gleichen Höhen- und Längenverhältnis mit den vier Rheinterrassen und dem Fundplatze. Die Fundstelle liegt in 99 m ü. M. auf der (Steinmann'schen) Hochterrasse, unter ca 6 m Basaltgehängeschutt, überragt um fast 100 m von der Hauptterrasse, während vor und unter dem Fundplatze sich die niedrigeren Terrassenstufen (Mittel- und Niederterrasse) in südwestlicher Richtung gegen den Rhein zu erstrecken.

Seine Lage läßt den Fundplatz jünger als die Hochterrasse erscheinen. Das Fehlen von Löß auf und in dem den Fund bedeckenden Schuttkegel spricht dafür, daß seine Bildung in eine spätere Zeit fällt als die Ablagerung des jüngeren Löß. Die mitgefundene Fauna: neben Bison, Wolf und Reh zwei ausgesprochene Diluvialtiere — Höhlenbär und Renn —, läßt zusammen mit den geschilderten Lagerungsverhältnissen die Fundschicht als eine jungdiluviale (letzteiszeitliche) erscheinen.

Die Kulturbeigaben — von M. Verworn (p. 186—193) behandelt — verweisen den Fund in das Magdalénien. Es sind ein falzbeinartiges sog. Glättinstrument aus Knochen mit einer Tierkopfschnitzerei am Griffende sowie ein größerer flachgeschnitzter Tierkopf (Pferd?). Ähnliche Stücke sind aus Frankreich in größerer Zahl bekannt, wo sie sämtlich der genannten Kulturstufe zugezählt werden. Steinwerkzeuge fanden sich in Obercassel (abgesehen von einem ganz kleinen Feuersteinsplitter) nicht. Die Skelette waren durch Steinplatten geschützt und mit Rötel bepudert, eine Sitte, „die wir als einen charakteristischen Funeralritus der Renntierzeit auffassen müssen".

Der Löwenanteil an der vorliegenden Monographie fällt natürlich dem Bearbeiter der Skelette selbst zu (p. 11—185). R. Bonnet bringt nach einer kurzen Übersicht über die bisherigen Funde diluvialer Menschenreste in Deutschland zunächst eine Reihe wertvoller technischer Angaben: Präparation, bildliche Wiedergabe der Knochen durch Photographie und Zeichnung, plastische Ergänzungen und Abgüsse. Zur Craniometrie und Osteometrie finden wir ein bemerkenswertes Urteil (p. 24): „Gewiß wird die Verwendung von Maß, Zahl und Gewicht für den Einblick in die Proportionen eines Körpers und für den Vergleich mit denen anderer vielfach nötig. Aber diese Messungen dürfen nicht in kleinliche Pedanterie ausarten, der wir allmählich eine enorme Makulatur verdanken, die sich noch täglich vermehrt und . . . . dadurch in ihrem Werte herabgesetzt wird, daß oft sogar gleich benannte Maße von verschiedenen Autoren in ungleicher Weise abgenommen werden. . . . . Der Schwerpunkt der Betrach-

tung von Skeletten oder ihrer Teile muß .... viel mehr auf die Würdigung des morphologischen Gesamtbildes gelegt werden, als auf die Anzahl und die scheinbar peinliche Genauigkeit überflüssiger Messungen."

Zu dem notwendigen Vergleich der Obercasseler mit rezenten Skeletten hat Bonnet ein männliches und ein weibliches Skelett von „Rheinländern" ausgesucht, deren Körperproportionen denen der Obercasseler Skelette möglichst ähnlich sind, und deren Schädel nach keiner Richtung hin in auffallender Weise von dem gewöhnlichen rezenten Typus abweichen. Diese beiden Skelette dienten vorwiegend zum Vergleich bei der Bearbeitung des fossilen Materials.

Bei dieser hat Bonnet den Schwerpunkt auf eine genaue, bis ins einzelne gehende Schilderung der einzelnen Knochen in Wort und Bild gelegt, um einen möglichst klaren Überblick über die Morphologie der Skelette der Obercasseler für spätere Vergleiche mit anderen diluvialen Funden und mit rezenten Formen zu ermöglichen.

Bei einem näheren Vergleich der Schädel der beiden Obercasseler Skelette untereinander ergibt sich, daß den auf den ersten Blick so hervortretenden Unterschieden viel zahlreichere und sehr auffallende Ähnlichkeiten gegenüberstehen. Diese lassen „die, z. T. durch den Geschlechtsdimorphismus bedingten, Unterschiede als nebensächlich erscheinen und beweisen die Zugehörigkeit beider Schädel zu einer blutsverwandten Sippe" (p. 91). p. 91—95 bringen eine Übersicht sämtlicher Maße, Winkel, Indizes usw. der beiden Schädel.

An der Hand von Gipsabgüssen wurde auch ein Vergleich mit anderen Diluvialschädeln vorgenommen. Zu den Schädeln der Neandertalrasse leiten nur wenig Ähnlichkeiten des männlichen Obercasseler Schädels hinüber. Die Unterschiede zwischen beiden Formen sind so beträchtlich und unverkennbar, daß sich eine Aufzählung im einzelnen erübrigt. Als Anklänge sind jedoch zu vermerken: der große und breite Gesichtsschädel, der weitausladende Jochbogen, die Anwesenheit einer unteren Fläche des Jochbogens statt der rezenten Kante, der enorme, mit seinen aufsteigenden Ästen breit ausladende Unterkiefer, die auffallend schwachen Schläfenlinien und „die bedeutungsvolle Anwesenheit eines Tarus supraorbitalis".

Mit dem Schädel von Combe-Capelle *(Homo Aurignacensis)* zeigt der weibliche [phylogenetisch rückständigere. Ref.] Schädel von Obercassel größere Übereinstimmungen, als der männliche.

Der Vergleich der Obercasseler Schädel mit dem des „Alten" von Cro-Magnon, des Prototyps der „Cro-Magnonrasse", ergab aber in den Stirn- und Seitenansichten, sowie besonders am Unterkiefer des männlichen Obercasseler manche Ähnlichkeiten, die nach dem Verf. „in ihrem gleichzeitigen gehäuften Vorkommen an beiden Schädeln für verwandtschaftliche Beziehungen zu sprechen scheinen". Vielseitigere Übereinstimmungen, die nach Bonnet „im Sinne einer Blutsverwandtschaft" zu deuten sind, ergaben sich noch zwischen den Obercasseler Schädeln und demjenigen von Chancelade, welcher gleichfalls der Cro-Magnonrasse zugerechnet wird. Aber auch hier lassen sich noch in mehrfacher Hinsicht Unterschiede feststellen. Bonnet

spricht sich denn auch nicht eindeutig darüber aus, ob er die Obercasseler jungdiluvialen Menschen der geologisch gleichalten Cro-Magnonrasse Frankreichs anzugliedern gestattet, wie es allgemein heute in der Literatur schon geschieht. In der Zusammenfassung der Ergebnisse am Schlusse seiner monographischen Behandlung der Skelette bezeichnet er vielmehr beide als eine bisher unbekannte neue Form [Rasse? Ref.] des diluvialen Menschen. Und zwar ist es die eigenartige Verbindung gewisser auffallender Eigentümlichkeiten, die den Obercasseler Skeletten eine Sonderstellung schaffen soll. Hierher gehören beim Manne: das gleichzeitige Vorhandensein des Überaugenwulstes mit auffallend niederen rechteckigen Augenhöhlen und einem äußerst prominenten Kinn, das Mißverhältnis zwischen der enormen Breite des Gesichtsschädels und dem schmalen Stirnteil des Hirnschädels, das kurze Gesicht bei einem Dolichocephalen u. a. Beim Weibe kommt hier vor allem die Vereinigung von Merkmalen, die sich bei anderen diluvialen Skeletten (Chancelade, Combe-Capelle) finden, mit solchen, die zu jüngeren (neolithischen) Formen hinüber führen, in Betracht.

Da die Verbindung (anscheinend) primitiver und fortschrittlicher Merkmale auch gerade andere Schädel auszeichnet, die man der Cro-Magnonrasse zuzurechnen pflegt, und Bonnet selbst auch solche Bildungen als Übereinstimmungen zwischen dem Obercasseler Manne und dem Alten von Cro-Magnon hervorhebt, so denkt er vielleicht nur an eine durch fremden Bluteinschlag bedingte Sonderform innerhalb der Cro-Magnonrasse.

Am Rumpfskelett verdient besondere Erwähnung die Form der Rippen, die mit ihrem dicken Querschnitt an die des Neandertalmenschen erinnern. „Es ergibt sich eine zunehmende Abflachung der Rippendicke von den Neandertalern bis herauf zu den rezenten Menschen. Die Obercasseler nehmen dabei etwa eine Mittelstellung ein.“ Hierzu sei jedoch bemerkt, daß nach Klaatsch' ausdrücklicher Angabe (Prähist. Zeitschr. I. p. 332/33) der seinem Alter nach zwischen Neandertaler und Obercasseler stehende *Homo Aurignacensis* in seinen Rippen bereits „die Abflachung von außen nach innen“ zeigt, „die beim modernen Europäer die Norm bildet“. Es kann sich hier also kaum um eine „Stufenreihe“ handeln.

Das Speichenbein der Obercasseler zeigt eine bedeutende Krümmung, die zwar geringer als bei der Neandertalrasse ist, dieser aber doch näher kommt, als dem rezenten Menschen. Das Oberschenkelbein des Obercasseler Mannes hat eine Reihe von Eigentümlichkeiten mit dem der Neandertaler gemeinsam. Der Knochen ist durch eine stark nach vorne konvexe Biegung, dabei aber — in Übereinstimmung mit Cro-Magnon, aber nicht mit Neandertal — durch eine auffallend breite und rauhe Crista femoris ausgezeichnet. Auch das Schienbein zeigt unverkennbare Ähnlichkeiten mit dem der Neandertalrasse und solche mit dem des Alten von Cro-Magnon. Die Körperlänge der Frau von Obercassel wurde von Bonnet zu 147 cm, die des Mannes zu 172 cm berechnet. Auffallend gegenüber Rezenten ist die starke Streckung von Vorderarm und Unterschenkel beim Obercasseler Manne.

Es gebührt Bonnet unser ganz besonderer Dank dafür, daß er — trotz aller entgegenstehenden Schwierigkeiten — alles darangesetzt hat, um die mühselige Untersuchung der Skelette und deren Ausarbeitung zum Abschluß zu bringen, ehe er sich von seiner erfolgreichen Tätigkeit in Bonn in eine heute stillere Umgebung zurückzog. **E. Werth.**

Eug. Dubois: De proto-Australische fossile Mensch van Wadjak (Java). (Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam. Verslag van de Gewone Vergadering der Wis- en Natuurkundige Afdeling van 29 Mai 1920. Deel XXIX.)

—: The Proto-Australian fossil Man of Wadjak, Java. (Ebenda. Proceedings. **13**. No. 7.)

Nachdem es als erwiesen gelten kann, daß die fossile Menschheit Europas keine einheitliche genetische Reihe darstellt, daß vielmehr der jungdiluviale „Lößmensch" und mit ihm auch die Cro-Magnon-Rasse nicht aus der (europäischen) Neandertalform abgeleitet werden kann, haben die Funde prähistorischer Menschenreste aus außereuropäischen Ländern ein erhöhtes Interesse gewonnen. Im Vorliegenden behandelt Eugen Dubois, der bekannte Entdecker des *Pithecanthropus*, den Proto-Australier von Wadjak. Wadjak (oder Tjampur derat) ist die Hauptstadt des gleichnamigen Distrikts. In ihrer Nähe liegt der Klare See (Rawa Bening), der allerdings, gänzlicher Verlandung nahe, zum größten Teil heute in einen Sumpf verwandelt ist. Etwa 2 km südlich der genannten Stadt, auf einem Vorsprunge am Hange des den See bergenden Tales, ca. 50 m über seiner Sohle (140 m ü. M.), zu Füßen des die Talwand krönenden steilen Kalkfelsens, wurden bereits 1889 von van Rietschoten menschliche Knochen, u. a. ein Schädel, gefunden. Der Fund wurde im darauffolgenden Jahre ergänzt durch Ausgrabungen, die Dubois selbst an der genannten Stelle vornahm. Im ganzen ergaben sich: ein etwas defekter Schädel, ein rechter Unterkieferwinkel, Bruchstücke eines zweiten Schädeldaches, größere Teile des dazugehörigen Ober- wie Unterkiefers mit zugehörigen Zähnen sowie verschiedene Teile des Körperskeletts beider Individuen. Daneben fanden sich auch Knochenreste anderer Säugetiere, die anscheinend sämtlich der noch heute dort lebenden Fauna angehören. Die Knochen fanden sich in und auf dem unter der Kalksteinwand angehäuften Gehängeschutt, der zusammen mit einem gelben, humosen Lehm (Verwitterungsprodukt vulkanischer Aschen?) stellenweise eine feste Breccie bildet. Ein Teil der Knochen war ganz oder teilweise in dieser Breccie eingeschlossen, im übrigen fanden sie sich in dem lehmigen Substrat darüber nur oberflächlich von einer Kalkabscheidung bedeckt.

Leider läßt es sich nicht bestimmt ausmachen, ob die Reste dem fossilen Menschen angehören oder nur als subfossile zu bewerten sind. Der Wert der Reste liegt aber darin, daß es sich auf jeden Fall um eine ältere eingesessene Rasse handelt, die zu der jetzigen Bevölkerung Javas in keiner

unmittelbaren genetischen Beziehung steht. Es liegt ganz offenbar eine Urrasse von australoidem (oder melanesischem?) Typus vor, die wir auch auf Grund der Untersuchungen der rezenten Rassen Südasiens in diesem Gebiet erwarten dürften. Das spezifische Gewicht des Unterkieferstückes fand Dubois um ca. 40 % höher als das eines frischen Knochens; so sind die sämtlichen Knochen der Fundstelle — was bei ihrer Lagerung in einem kalkigen Substrat ja auch verständlich ist — erheblich fossilisiert, schwer und kalt anzufühlen wie Stein. Auch Artefakte, die vielleicht einen Anhaltspunkt mehr für das Alter der Skelette hätten geben können, fanden sich nicht mit ihnen.

Der Schädel der „Proto-Australier" ist außerordentlich groß. Der guterhaltene (vermutlich weibliche) des zuerst gefundenen Skeletts hat eine Länge von 200 mm bei einer Breite von 145 mm (Australier 164—199 × 120—143), die Stirn ist fliehend, ähnlich wie beim heutigen Australier, dem der Wadjakschädel sich auch in der Ausbildung des kräftigen Überaugenwulstes und der starken Einziehung der Nasenwurzel nähert. Wie beim Australier erscheint der Schädel in der Vorderansicht dachförmig mit senkrechten Seitenwänden. Im Gesichtsskelett sind bemerkenswert die niedrigen und breiten, weit voneinander entfernten Augenhöhleneingänge (hierin den Durchschnittswert des rezenten Australiers übertreffend), die wenig vorragende Stellung der Nasenbeine, der erhebliche Prognathismus des Oberkiefers, zumal seines Alveolarteiles, die niedrige und breite Nasenöffnung.

Das starke Vorragen des Zahnteiles des Oberkiefers bei nur geringem Prognathismus des Gesamtgesichtes erinnert eher an Melanesier. Am Unterkiefer tritt, bei Einstellung in die Beißebene, das Kinn hinter den vorderen Zahnrand zurück (Negativkinn nach Klaatsch). Der Zahnbogen des Wadjakmenschen ist sehr breit; dieser gleicht hierin wenig dem Australier, oder erweist sich vielleicht dadurch primitiver als letzterer. Im Oberkiefer stehen die Molaren in einem erheblich weiter ausladenden Bogen als die übrigen Zähne, wodurch eine schwach S-förmige Krümmung der seitlichen Zahnreihe gebildet und ein starkes seitliches Übergreifen über die Mahlzähne des Unterkiefers verursacht wird. Die Zahnkronen sind groß, fallen aber in ihren Maßen insgesamt in die Variationsbreite der lebenden Menschheit.

Der Abhandlung sind klare Konturzeichnungen beigegeben; eine photographische Wiedergabe der Skeletteile wird leider ebenso vermißt, wie Diagramme mit linearen und Winkelmaßen. Diese werden nur teilweise ersetzt durch eine ausführliche Liste von Schädelmaßen (vergleichsweise mit Australiern und Tasmaniern). Nur den Medianschnitt des Unterkiefers bringt Dubois zur Darstellung, zugleich mit den entsprechenden Schnitten des *Homo Heidelbergensis*, eines Australiers und eines rezenten Europäers. Es geht aus dieser Ineinanderzeichnung bezw. Nebeneinanderstellung deutlich hervor, wie gewaltig bei diesem *Homo wadjakensis* Dubois (besser *Homo sapiens* var. *wadjakensis*) die Dimensionen des Unterkiefers sind, der in der Form der australischen sich eng anschließt. In den Dimensionen kommt der

Wadjakkiefer dem von Heidelberg nahe, auch bezüglich der Fläche des aufsteigenden Astes, von dem leider keine Gleichung vorliegt. Dubois sieht in dem Wadjakmenschen eine optimale Vorläuferform des heutigen Australiers, ähnlich wie der *Homo Heidelbergensis* eine solche zum Neandertaler darstelle.

Es dürfte nicht ausgeschlossen sein — und darin liegt u. a. die große Bedeutung des Fundes von Wadjak —, daß der fossile oder subfossile proto-australische Mensch eine Form darstellt, die genetisch zwischen dem heutigen Australier wie ähnlichen primitiven Rassen und dem australierähnlichen fossilen Lößmenschen Europas (Aurignac-Rasse) vermittelt. Daß wir den Vorfahren des letzteren nicht in den älteren fossilen Formen Europas (Neandertalrasse) zu suchen haben, kann heute nicht mehr zweifelhaft sein. Wir dürfen Dubois dankbar sein, daß er den wichtigen Wadjakfund, wenn auch erst nach langem Zögern, der wissenschaftlichen Welt bekanntgegeben hat. Er würde sich ein weiteres Verdienst dadurch erwerben, daß er vom Schädel wie den Kiefern Gipsabgüsse, die weitere Vergleiche ermöglichen würden, in den Handel bringen ließe.

E. Werth.

Woodward, A. Smith: 4th Note on the Piltdown Gravel with evidence of a second skull of *Eoanthropus Dawsoni*. With an appendix by Prof. G. E. Smith. (Qu. Journ. Geol. Soc. London. 1917. **73**. 1—10. 1 Taf.)

Gregory, W. K.: Facts and theories of evolution with special reference to the origin of man. (Dental Cosmos. 1920. 19 p. 6 Fig.)

Paläobotanik.

J. Pia: Die Siphoneae verticillatae vom Carbon bis zur Kreide. (Abh. zool.-bot. Ges. Wien. 1920. **11**. Fasc. 2. 263 p. 27 Textfig. 8 Doppeltaf. Preis 50 Mk.)

In der Einleitung werden unter anderem Anweisungen zur leichteren Bestimmung der fossilen Dasycladaceen gegeben; es wird die Art der Messung erklärt und zuletzt um Überlassung weiteren Materials gebeten.

Der spezielle Teil behandelt 56 Arten, die nach Formationen besprochen werden. Es sind die folgenden:

A. Carbon. *Vermiporella velebitana* Schub. sp., *Anthracoporella spectabilis* n. g. n. sp., *Mizzia velebitana* Schub., *M. Yabei* Karp. sp.

B. Trias. (*Macroporella dinarica* Pia), (*M. alpina* Pia.), *M. beneckei* Sal. sp., *M. perforatissima* n. sp., (*Gyroporella ampleforata* Gümb.), *G. vesiculifera* Gümb., *G. maxima* n. sp., (*Teutloporella aequalis* Gümb. sp.), *T. herculea* Stopp. sp., *T. vicentina* Tornqu. sp., *T. nodosa*

Schafh. sp., (*T. triassica* Schaur. sp.), (*T. tenuis* Pia.), *T.* n. sp. ind. (*Oligoporella pilosa* Pia.), (*O. serripora* Pia.), (*O. prisca* Pia.), *O. duplicata* n. sp., *Physoporella pauciforata* Gümb. sp., *P. praealpina* n. sp., (*P. dissita* Gümb. sp.), *P. minutula* Gümb. sp., *Diplopora phanerospora* n. sp, *D. hexaster* Pia., *D. helvetica* Pia., *D. annulatissima* n. sp., *D. clavaeformis* n. sp., *D. philosophi* Pia., *D. praecursor* n. sp., *D. annulata* Schafh., *D. universalis* n. sp., *Griphoporella curvata* Gümb. sp., *G. gümbeli* Sal. sp., *G.* sp. ind.

C. Jura. *Actinoporella podolica* Alth, *sulcata* Alth, (*Triploporella remeši* Steinm. sp.), *Goniolina geometrica* Roem. sp., *G. thurmanni* Et., *G. janeti* Sap., *Linoporella capriotica* Oppenh. sp., *Palaeocladus mediterraneus* n. g. n. sp., *Petrascula bursiformis* Et. sp., *P. ?globosa* Alth. sp., *Conipora clavaeformis* D'Arch., *C. subtilis* Steinm. sp., *Sestrosphaera liasina* n. g. n. sp., *Griphoporella undulata* n. sp.,

D. Kreide. *Munieria baconica* Hantk., (*Salpingoporella mühlbergi* Lor. sp.), (*Triploporella fraasi* Steinm.), (*Neomeris cretacea* Steinm.).

Die Arten, deren Namen in dieser Liste eingeklammert sind, werden in der referierten Arbeit nicht näher beschrieben, sondern es wird für sie auf ältere Darstellungen des Verf.'s selbst oder G. Steinmann's verwiesen. Doch werden für mehrere von ihnen neue Fundortsangaben oder Erörterungen über die systematische Stellung beigebracht. Außer den angeführten werden noch einige Fossilien besprochen, die zu den Dasycladaceen gestellt worden sind, von denen sich aber herausstellt, daß sie nicht hieher gehören. Am ausführlichsten und bemerkenswertesten ist die Beschreibung von *Diplopora annulata*. Es werden in dieser Art jetzt Exemplare mit sehr verschiedener Form der Wirteläste vereinigt. Verf. gelangt zu dem Ergebnis, daß die Sporenbildung in verschiedenen Teilen des Verbreitungsgebietes der Spezies in sehr verschiedener Weise geschah und neigt dazu, darin eine Wirkung klimatischer Unterschiede zwischen Nord- und Südalpen zu sehen. Wichtig ist auch die Darstellung der *Diplopora phanerospora*, an der zum erstenmal die Bildung von Sporen in der Stammzelle nachgewiesen werden konnte. Bei *Petrascula bursiformis* liegen vielleicht getrennte männliche und weibliche Gametangien vor. Dem Kapitel über die triadischen Arten ist ein Synonymenverzeichnis und ein Bestimmungsschlüssel der Genera sowie der Arten der Gattung *Diplopora* beigegeben.

Der allgemeine Teil zerfällt in folgende Abschnitte:

A. Morphologie. Bezüglich der Form der Wirtelastendigungen werden 3 Typen unterschieden:

1. Der phloiophore Typus mit gegen außen erweiterten, zu einer Rindenschichte zusammenschließenden Wirtelästen.

2. Der trichophore Typus mit haarförmigen Assimilatoren.

3. Der seltene akrophore Typus, dessen Zweige gegen außen mehr oder weniger zugespitzt, aber haarlos sind.

Zum phloiophoren Typus gehört als Untertypus der vesiculifere, zum trichophoren der pirifere. Beide entstehen durch die Umwandlung der Wirteläste in Sporangien.

Bezüglich der Stellung der Wirteläste sind zu unterscheiden:

1. Die aspondyle, gänzlich regellose Anordnung.

2. Die euspondyle Stellung in Wirteln.

3. Die metaspondyle Stellung, bei der die Kurztriebe innerhalb der Wirtel zu Büscheln von je 2 bis 7 Ästen vereinigt sind.

Auch bei der Einteilung der Fortpflanzungsorgane ergeben sich 3 Typen:

1. Der endospore Typus. Bildung der Fortpflanzungszellen in der Stammzelle. Der ursprünglichste, im Paläozoicum allein herrschende Zustand.

2. Der cladospore Typus. Bildung der Sporen in den Wirtelästen, und zwar, soweit sichere Beobachtungen reichen, stets nur in den primären.

3. Der choristospore Typus. Sporenbildung in besonderen Sporangien, wie bei allen rezenten Formen.

Die bemerkenswerteste Eigenschaft des Kalkskeletts ist die häufig auftretende Gliederung. Folgende Fälle sind dabei zu trennen:

1. Die Fissuration, bei der in bestimmten Querflächen der Zusammenhang der Schale durch Ausbildung feiner Spalten verringert ist, so daß sie in der Regel hier quer durchbricht, ohne daß aber äußerlich eine Gliederung sichtbar wäre.

2. Die Annulation, bei der die Schale periodisch kräftig eingeschnürt oder sogar vollständig unterbrochen ist.

3. Die Perannulation, bei der sich außerdem die Form der Wirteläste in jedem Glied von unten nach oben gesetzmäßig ändert.

4. Die Intusannulation mit Furchen und Vorsprüngen auf der Innenfläche der Schale.

Nach der Gesamtform zerfallen die Siphoneae verticillatae in eine Anzahl von Typen, wie der Stabtypus, der Perlschnurtypus, der Keulentypus, der Schirmtypus etc. Der innere Aufbau des Thallus wird beherrscht durch die Regeln der radiären Symmetrie, der Metamerie (periodische Änderung der Form der Wirteläste) und der Gliederung in Regionen, bedingt durch eine steigende Komplikation des Baues des Thallus von unten nach oben, die besonders bei hoch entwickelten Formen vorkommt.

B. Verbreitung. Wir kennen bis jetzt innerhalb des untersuchten Zeitraumes folgende voneinander in allen Arten verschiedene Dasycladaceenfloren: 1 oder 2 obercarbone, 1 oder 2 anisische, 1 ladinische, 1 norische, 1 liassische, 1 mitteljurassische, 2 oder 3 oberjurassische und 2 cretacische. Es scheint, daß die Diploporen sehr brauchbare Leitfossilien sind, doch wird dieser Punkt noch gesondert zu untersuchen sein.

Die Diploporengesteine der Schweizer Klippen und der Freiburger Voralpen scheinen mindestens vorwiegend anisisch zu sein. Das Auftreten der *Diplopora annulata* im schlesischen Muschelkalk wird sofort verständlich, wenn man berücksichtigt, daß der größte Teil der ladinischen Stufe der alpinen Trias zeitlich noch dem unteren deutschen Muschelkalk entspricht. Dagegen bietet das Diploporenvorkommen im lothringischen Muschelkalk

vorläufig noch ungelöste Schwierigkeiten. In den Nordalpen kommen sicher norische Diploporen nicht vor. Die Diploporenkalke der Rax sind bisher nicht verläßlich horizontiert. Sie könnten ebensogut ladinisch sein.

Das Entwicklungszentrum der mesozoischen Dasycladaceen lag im Mittelmeergebiet oder noch südlicher. Deshalb sind auch die südalpinen triadischen Floren viel reicher als die nordalpinen.

Der Dimorphismus von *Diplopora annulata* und das auffallende Zurückweichen der Dasycladaceen gegen S in der Obertrias und im Lias spricht für das Vorhandensein klimatischer Verschiedenheiten innerhalb der europäischen Meere des Mesozoicums und für eine merkliche Abkühlung an der Grenze zwischen Trias und Jura, für die auch schon einige andere Anhaltspunkte vorliegen.

Die rezente Dasycladaceenflora scheint nicht wesentlich formenärmer zu sein, als der Durchschnitt der fossilen. Den starken Rückgang der Diploporen als Gesteinsbildner seit der Trias bringt Verf. mit der Entstehung der modernen Corallinaceentypen in Verbindung.

Eine Tabelle der vertikalen und horizontalen Verbreitung der Arten schließt dieses Kapitel.

C. Phylogenie. Es wird zunächst die Entwicklung der einzelnen Organe besprochen. Bezüglich der Form der Wirteläste ergeben sich folgende Sätze: „1. Als Anfangsstadium ist der unverzweigte, noch nicht in Stiel und Rindenblase gegliederte, phloiophore Ast von *Vermiporella* anzunehmen. 2. Alle trichophoren Äste erster Ordnung stammen von phloiophoren ab. Der Übergang erfolgte mehrmals, mindestens dreimal, selbständig. 3. Die echt phloiophoren Äste zweiter Ordnung stammen von haarförmigen Assimilatoren, die in Mehrzahl an einem primären Ast saßen. 4. Abweichend ist vielleicht die Entstehung der mehrfach verzweigten, akrophor endigenden Äste von *Dasycladus* und *Batophora*.“ Für die Entstehung der hauptsächlichsten rezent vorkommenden Formen der Wirteläste werden Anpassungsreihen zusammengestellt.

Der choristospore Fortpflanzungstypus stammt vom cladosporen und dieser vom endosporen. Die Regionenbildung kommt dadurch zustande, daß die aufeinanderfolgenden Spezialisationsvorgänge den basalen Teil der Pflanze nicht voll erfassen.

Die spezielle Stammesgeschichte der Siphoneae verticillatae wird zu einem Stammbaum zusammengefaßt. Die Grundzüge seiner Gliederung sind folgende: „Er zerfällt zunächst in 2 Hauptäste, deren gemeinsamer Ursprung nicht klar zu erkennen ist und jedenfalls weit zurückliegt: einerseits den rein paläozoischen *Cyclocrinus*-Ast, andererseits alle anderen Siphoneae verticillatae. Innerhalb dieser erheben sich aus einer kleinen Gruppe primitiver, nahe miteinander verwandter Urformen, die ihre höchste Entwicklung in *Anthracoporella* gefunden hat, 2 Stämme bis in das Mesozoicum. Der eine, etwas problematische, führt zu *Teutloporella*, der andere zu *Macroporella* und damit zu allen jüngeren Gattungen. In der unteren Mitteltrias erfolgt eine neue wichtige Gabelung. Ein relativ formenarmer, aber persistenter Zweig geht

über *Diplopora* und *Palaeocladus* zum rezenten *Dasycladus*, ein wesentlich reicher entfalteter zu allen anderen rezenten Haupttypen. Für ihn bildet *Triploporella* den wichtigsten Knotenpunkt. Außerdem sind eine Anzahl kürzerer und längerer Seitenzweige vorhanden, die nur zu einzelnen, abseits von der Hauptentwicklungsrichtung stehenden Gattungen führen."

Den Abschluß des Kapitels über die Phylogenie bildet die Aufzeigung einiger allgemeiner deszendenztheoretischer Erscheinungen an der Entwicklung der Siphoneae verticillatae, wie vikariierende Arten, Parallelismus und Konvergenz, Änderungen des Entwicklungstempos, das biogenetische Grundgesetz usw. Ihrem Gesamtcharakter nach bietet die Entwicklung der Dasycladaceen sowohl Beispiele für die parallele Fortbildung mehrerer Stämme im Sinne Steinmann's, als auch für das Erlöschen ganzer hochentwickelter Gruppen und ihren Ersatz durch weniger spezialisierte.

D. Systematik. Verf. legt zunächst dar, warum er *Cyclocrinus* und seine Verwandten als sicher zu den Dasycladaceen gehörig betrachtet, während er andere Gruppen, wie die Receptaculiten, die Trochilideen, *Palaeoporella*, *Gyroporella bellerophontis* usw. davon ausschließt. Die Definition der Familie, zu der man bei Berücksichtigung der fossilen Formen gelangt, ist folgende: „Die Siphoneae verticillatae sind aus vielkernigen Zellen aufgebaute marine Grünalgen. Der Thallus enthält stets eine deutliche Achsenzelle, von der nach allen Seiten gleichartig entwickelte Wirteläste ausgehen und die mit einem Rhizoid befestigt ist. Fortpflanzung durch Gameten. Ungeschlechtliche Schwärmer fehlen. Die ontogenetisch zusammengehörigen Zellen sind durch Poren verbunden. Die Membran ist fast immer mehr oder weniger reichlich mit Kalk inkrustiert."

Die Auffassung der Siphoneae verticillatae als Familie erscheint als eine provisorische. In Wirklichkeit dürfte sie den Rang einer Ordnung oder doch Unterordnung zu beanspruchen haben.

Folgende Tribus werden innerhalb der Familie unterschieden:

1. Cyclocrineae: *Coelosphaeridium, Cyclocrinus, Mizzia, Apsidium, Mastopora.*

2. Primicorallineae: *Primicorallina.*

3. Dasyporelleae: *Rhabdoporella, Dasyporella, Vermiporella, Anthracoporella.*

4. Teutloporelleae: *Teutloporella.*

5. Diploporeae: *Macroporella, Gyroporella, Oligoporella, Actinoporella, Munieria, Physoporella, ? Griphoporella, ? Salpingoporella, Diplopora.*

6. Triploporelleae: *Triploporella, Goniolina, Petrascula.*

7. Coniporeae: *Palaeocladus, Conipora.*

8. Dasycladeae: *Dasycladus, Chlorocladus, Batophora.*

9. Neomereae: *Neomeris, Cymopolia, Bornetella.*

10. Acetabularieae: *Halicoryne, Chalmasia, Acetabularia, Aciculuria.*

11. Ganz ungenügend bekannte Gattungen: *Linoporella, Sestrosphaera.*

Ein umfangreiches Literaturverzeichnis bildet den Schluß der Arbeit.

Durch die beiden Veröffentlichungen des Verf.'s ist unsere Kenntnis der jungpaläozoischen und mesozoischen Dasycladaceen relativ ungefähr auf dieselbe Höhe gebracht worden, wie diejenige der altpaläozoischen durch die Untersuchungen Stolley's, die der rezenten besonders durch Cramer und Solms-Laubach. Es wäre dringend zu wünschen, daß nun recht bald auch die so interessanten und mannigfachen tertiären Formen einer Neubearbeitung unterzogen werden. Nach Ausfüllung dieser Lücke hätten wir von der Geschichte der Siphoneae verticillatae seit den ältesten geologischen Zeiten ein Bild, wie es sich so ausgedehnt und dabei detailreich innerhalb des ganzen Organismenreiches nicht so leicht wieder finden wird. **J. v. Pia.**

E. Fossa-Mancini: Sifonee verticillate triassiche e liassiche dell' Appennino umbro-marchigiano. (Proc. Verb. Soc. Tosc. Sc. Nat. **30**. 10. März 1921. 6 p.)

Nach einem kurzen historischen Überblick über die älteren Diploporenfunde des Gebietes werden Algenreste von 4 Fundstellen beschrieben:

1. Weiße, dichte Kalke des M. Brunito (= M. Canfaito) in der Gruppe des M. S. Vicino (etwa in der Mitte zwischen Perugia und Ancona). Coll. Canavari. *Teutloporella* sp. ind. aff. *herculea* (Stopp.). Eine sichere Bestimmung war nicht möglich. Ref. möchte es aber für wahrscheinlich halten, daß alle Exemplare wirklich zu *Teutlop. herculea* gehören. Die zweite zum Vergleich herangezogene Art, *Teutlop. triasina*, ist ja ungemein selten und nie in reinen, sondern stets nur in stark tonigen Kalken beobachtet, auch so leicht zu kennen, daß ihre Bestimmung kaum zweifelhaft bleiben könnte.

2. Schwarze Kalke des M. Malbe bei Paugia. Verf. hat 11 Dünnschliffe untersucht und gelangt zu dem Ergebnis, daß es sich um *Gyroporella vesiculifera* Gümb. handelt, während Ref. die Form auf Grund der von Merciai gegebenen Abbildung bei früherer Gelegenheit als *Griphoporella curvata* (Gümb.) bestimmt hat. Er muß auch jetzt daran festhalten, daß auf der Figur Merciai's nur diese Art vorkommt. Da die beiden erwähnten Spezies aber nicht selten zusammen auftreten, ist es durchaus nicht unwahrscheinlich, daß in den Schliffen tatsächlich auch die *Gyroporella* vorhanden ist. Bei dieser Gelegenheit sei neuerdings darauf hingewiesen, daß senkrechte Querschnitte, auf die sich Verf. besonders stützt, zur Bestimmung nur wenig geeignet sind. Einen sicheren Einblick in den Bau einer fossilen Dasycladacee erhält man nur aus stark schrägen Schnitten.

3. Dichter, weiß und rosa gefleckter Mittelliaskalk des M. S. Vicinello, Gruppe des M. S. Vicino. Zwei Arten von Algen konnten darin unterschieden werden. Die eine schließt sich eng an *Palaeocladus mediterraneus* Pia an [dürfte wohl mit ihm identisch sein. Ref.], die andere erinnert an *Teutloporella* [und ist offenbar eine neue Art. Ref.]. Bei dieser Gelegen-

heit werden wertvolle Mitteilungen über die Originalfundstelle von *Palaeocl. mediterraneus* gemacht. Danach gehört diese Form zweifellos dem Mittellias an. Sie findet sich auf dem Gipfel der Serra Dolcederme in Calabrien. Der vom Ref. früher angegebene Fundort „M. Pottina" soll vermutlich richtig M. Pollino heißen. Auch dieser Gipfel, gleich nördlich des vorgenannten, besteht aus grauen Liaskalken.

4. In der Gola del Sentino, in zwei voneinander ziemlich entfernten, aber stratigraphisch nicht genau bestimmten Horizonten, kommen oolithähnliche Anhäufungen von Kalkkügelchen mit einer organischen Struktur vor, die Verf. auf Algen bezieht. Um Dasycladaceen kann es sich jedenfalls nicht handeln, weil der innere Hohlraum fehlt.

Es wäre lebhaft zu wünschen, daß über recht viele Gebiete solche Zusammenstellungen der Diploporenvorkommen mit genauer Angabe der stratigraphischen Verhältnisse verfaßt würden, denn nur so können wir über den chronologischen Wert der einzelnen Arten allmählich ins klare kommen. Ref. selbst ist derzeit mit mehreren solchen Untersuchungen beschäftigt, doch geht die Aufgabe natürlich über die Kräfte eines einzelnen hinaus und kann nur durch Zusammenarbeit der lokalen Aufnahmsgeologen gelöst werden. Schon jetzt ist zu ersehen, daß der Wert des Ergebnisses gerade für die Aufnahmsgeologie die verwendete Arbeit sicher reichlich lohnen wird. **J. Pia.**

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele) in Stuttgart.

Soeben erschien:

Vom Relativen zum Absoluten

I. Teil:

Das Aetherrätsel und seine Lösung

Von

Ernst Maag und Dr. rer. nat. **Karl Reihling**

Gr. 8° 44 Seiten

Die kleinsten Bausteine der ponderablen Materie, die Elektronen und Atomkerne, stehen mit dem imponderablen Aether, aus dem sie entstanden sind, in dauerndem Energieaustausch. Aether, Elektronen und Atomkerne sind drei verschiedene Verdichtungszustände des den Weltbaustoff bildenden „Energiestoffes".

Auf dieser Erkenntnis fußt die vorliegende Schrift, sie wird neben Physikern, Chemikern, Mathematikern auch für alle Kristallographen, Mineralogen, Geologen etc. sowie für jeden Naturwissenschaftler von größtem Interesse sein.

Vor kurzem erschien:

Die Grundlagen der Deckentheorie in den Alpen

von Dr. **Serge von Bubnoff.**

Groß 8°. 150 Seiten mit 45 Textfiguren.

Das Schwergewicht der Betrachtung liegt mit Recht auf der Methodik und der kritischen Untersuchung der Grundmauern des großartigen Gedankengebäudes. .... In kühler Objektivität wird die Studie all den gegensätzlichen Auffassungen nach Möglichkeit gleichmäßig gerecht und weiß den Leser ebenfalls von allen Seiten an den Stoff heranzuführen, der nur so in seiner ganzen Plastik erfaßbar ist. Prof. Dr. E. Hennig.

(Centralbl. f. Min. etc. 1921, No. 14.)

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele) in Stuttgart.

Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

Beilage-Band XLV Heft 1.

Mit Taf. I, 20 Textfiguren und 3 Tabellenbeilagen.

Bubnoff, S. v.: Die hercynischen Brüche im Schwarzwald, ihre Beziehung zur carbonischen Faltung und ihre Posthumität. (Mit 4 Tabellen und 3 Textfiguren.) 120 S.

Veit, Kurt: Künstliche Schiebungen und Translationen in Mineralien. (Mit Taf. I und 7 Textfiguren.) 28 S.

= Ausgegeben am 19. Juli 1921. =

Beilage-Band XLV Heft 2.

Mit Taf. II—X, 7 Figuren im Text und als Textbeilagen.

Wanner, J.: Beiträge zur Geologie und Geographie von Nordost-Borneo. (Mit 20 Karten und 4 Profilskizzen [Taf. II—V].) 64 S.

Freyberg, B. v.: Der Aufbau des unteren Wellenkalks im Thüringer Becken. (Mit Taf. VI—X und 5 Textfiguren.) 60 S.

Eitel, Wilhelm: Untersuchungen über magmatische Vielstoffsysteme. II. [Schluß folgt.] (Mit 21 Figuren im Text und als Textbeilagen.) 35 S.

= Ausgegeben am 3. Dezember 1921. =

Beilage-Band XLV Heft 3.

Mit Taf. XI—XV und 2 Textfiguren.

Eitel, Wilhelm: Untersuchungen über magmatische Vielstoffsysteme. II. [Schluß.] (Mit 21 Figuren im Text und als Textbeilagen.) 111 S.

Leidhold, Cl.: Rhynchonella Doederleini Davids., eine kritische Brachiopodenuntersuchung. (Mit Taf. XI—XV und 1 Textfigur.) 47 S.

= Ausgegeben am 4. März 1922. =

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele) in Stuttgart.
Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

15. Juli 1922

Neues Jahrbuch

für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

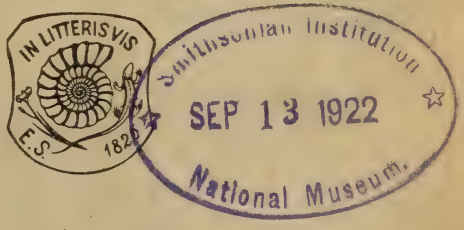
herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn — **A. Bergeat**, in Kiel — **E. Hennig**, in Tübingen — **J. F. Pompeckj**, in Berlin

Jahrgang 1922

I. Band. Drittes Heft

Mit 12 Textfiguren



STUTTGART 1922
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele)

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele) in Stuttgart.

Soeben erschien in unserem Verlage:

Die Mineralien der Niederrheinischen Vulkangebiete

von

Prof. Dr. **Reinhard Brauns** in Bonn.

4°. 225 Seiten mit 40 Lichtdrucktafeln.

In Mappe.

Auf der ganzen Erde gibt es kein Gebiet, in welchem die Bildungs- und Umbildungsverhältnisse der Mineralien so mannigfaltig waren wie in den Vulkangebieten des Niederrheins. Das Werk hat darnach nicht eine nur lokale Bedeutung, sondern es ist berufen, durch Darbietung reichen und seltenen Materials in hervorragender Weise die Forschungen über das Werden der Mineralien zu fördern.

Für alle Universitäts- und Institutsbibliotheken, für alle Fachgelehrten des In- und Auslandes wird sich das Werk als unentbehrlich erweisen.

Rosenbusch-Wülfing:

Mikroskopische

Physiographie

der petrographisch wichtigen Mineralien.

I. Band. 1. Hälfte:

Untersuchungsmethoden.

5. völlig umgearbeitete Auflage

von

E. A. Wülfing.

Erste Lieferung.

Lex. 8°, 268 Seiten mit 192 Textfiguren und 1 farbigen Tafel.

Das Erscheinen der ersten Lieferung dieses klassischen Werkes in neuer Auflage wurde schon lange erwartet und wird daher in Fachkreisen mit Freuden begrüßt werden.

Mineralogie.

Allgemeines.

Navarro, Lucas F.: Cristalografia geometrica elemental. 8. 406 p. Madrid 1915.

— Cristalografia fisica elemental. 8. 332 p. Madrid 1917.

Jaeger, F. M.: Methoden und Resultate der physikalisch-chemischen Untersuchung bei hohen Temperaturen in den letzten fünfzehn Jahren. (Chem. Weekblad. **18**. 428—433. — Chem. C.Bl. 1921. III. 1382.)

Becker, K., R. O. Herzog, W. Jancke und M. Polenyi: Über Methoden zur Ordnung von Kristallelementen. (Zs. f. Phys. **5**. 61—62. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 821.)

Rinne, F.: Bemerkungen zur Stellung der Kristalle in der Reihe der Feinbautypen. (Naturwissenschaften. **9**. 559—61. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 1208.)

Pfeiffer, Paul: Die Befruchtung der Chemie durch die Röntgenstrahlenphysik. (Naturwissenschaften. **8**. 984—991. 1920.)

Reis, A.: Die chemische Bedeutung der Kristallgitter. (Zs. Elektrochem. **26**. 412—420. 1920. — Chem. C.Bl. 1921. III. 980.)

Brauns, Reinhard: Die Mineralien der Niederrheinischen Vulkangebiete mit besonderer Berücksichtigung ihrer Bildung und Umbildung. 4°. 225 p. Mit 40 Tafeln, 3 Porträts und 32 Figuren im Text. In Mappe. Stuttgart 1922. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (E. Nägele). — Centralbl. f. Min. etc. 1922. p. 285.

L. J. Spencer: Biographical notices of mineralogists recently deceased; with an index to those previously published in this magazine. (Mineral. Mag. London. **18**. 1920 and **19**. 1921. 240—262.)

Diese Übersichten enthalten Angaben über Leben und Arbeitsgebiete verstorbener Mineralogen und Vertreter verwandter Fächer, z. T. mit Porträt, und zwar in **18**: Bauer, M. H. (1844—1917). Becker, G. F. (1847—1919). Berwerth, F. M. (1850—1918). Brandão, V. de Souza (1863—1916). Brown, A. P. (1864—1917). Brown, C. B. (1839—1917).

Bruckmann, J. (?—1914). Brunlechner, A. (1846—1916). Burton, R. C. (1890—1916). Collins, J. H. (1841—1916). Cornwall, H. B. (1844—1917). Costorphinf, G. S. (1868—1919). Crookes, Sir W. (1832—1919). Douglas, J. (1837—1918). Finlayson, A. M. (1884—1917). Fuess, H. L. R. (1838—1917). Gratacap, L. P. (1850—1917). Hezner, L. (1862—1916). Hidden, W. E. (1853—1918). Hintze, C. A. F. (1851—1916). Hise, C. R. van (1857—1918). Hoffmann, G. C. (1837—1917). Holloway, G. T. (1863—1917). Hughes, T. Mck. (1832—1917). Irving, J. D. (1874—1918) Johnson, J. P. (1880—1918). Jordan, J. B. (1838—1915). Judd, J. W. (1840—1916). Lepsius, C. G. R. (1851—1915). Lovisato, D. (1842—1916) Ludwig, E. (1842—1915). Marc, R. (1876—1918). Niedźwiedzki, J. 1845—1918). Pelikan, A. (1861—1918). Poole, H. S. (1844—1917). Ramsay, Sir W. (1852—1916). Ritzel, A. (1881—1916). Robertson, A. J. (1887—1915). Scott, R. H. (1833—1916). Thomson, S. P. (1851—1916). Trechmann, C. O. (1851—1917). Watson, J. (1842—1918). Weinberger, J. (1838—1915). Zeally, A. E. V. (1886—1918).

In **19**: Adye, E. H. (1857—1918). Andrée, A. (?—1917). Armashevsky, P. J. (?—1919). Bailey, T. E. G. (1883—1919). Barnett, A. K. (1852—1914). Beck, C. R. (1858—1919). Boeke, H. E. (1881—1918), Carnot, M. A. (1839—1920). Costa Sena, J. C. da (1852—1919). Doss. K. B. (1861—1919). Fedorov, E. St. (1853—1919). Fletcher, Sir L. (1854—1921). Franzeau, A. (1856—1919). Fugger, F. E. (1842—1919). Gautier, E. J. A. (1837—1920). Goldschlag, M. (1891—1917). Grosspietsch, O. (?—1920). Helland, A. Th. (1846—1918). Iddings, J. P. (1857—1920). Inostrantzev. A. (1843—1920). Istrati. C. J. (1850—1918). John *Edler von Johnesberg*, C. H. (1852—1918). Julien, A. A. (1840—1919). Kinch, E. (1848—1920). Klvaňa, J. (1857—1919). Krenner, J. A. (1839—1920). Lachmann, R. (1885—1916). Lang, V. *Edler von* (1838—1921). Loehr, A. *Ritter von* (1847—1917). Mallet, F. R. (1841—1921). Moses, A. J. (1859—1920). Orlov, N. A. (?—1919). Pirsson, L. V. (1860—1919). Pisani, F. (1831—1920). Reynolds, J. E. (1844—1920). Ryba, F. (1867—1918). Seligmann, G. (1849—1920). Tronquoy, R. (1884—1915). Twelvetrees, W. H. (1848—1919). Uhlig, J. (1883—1918). Voigt, W. (1850—1919). Wada, T. (1856—1920). Young, A. P. (1841—1919). Zyndel, F. (1882—1917). **R. Brauns.**

Kristallographie. Kristallstruktur.

Wright: Kristalle und Kristallkräfte. (J. Washington Ac. Sci. **6**. 1916. 326—332.)

Vogel, Rudolf: Über dendritische Kristallisation und ihren Einfluß auf die Festigkeit der Metallegierungen. (Zs. anorg. Ch. **116**. 21—41. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 685.)

F. Canac: Détermination de l'orientation des rangées et des plans réticulaires d'un cristal. (C. R. Paris. **170**. 1920. 113—116.)

Verf. beschreibt hier eine schon seit 1913 von ihm benutzte Methode, um aus einem beliebigen Beugungsfleck eines Lauediagrammes in einfacher Weise die zugehörige Gitterebene aufzufinden. Zu diesem Zweck läßt man ein paralleles Bündel „weißen" Röntgenlichtes unter einer geringen Neigung gegen die zu untersuchende Gitterlinie im Kristall auffallen. Diese Gittergerade kann als Zonenachse angesehen werden. Alle Gitterebenen dieser Zone liefern reflektierte Strahlen, die jeweils auf einem mit der Neigung des Primärstrahles zur Zonenachse veränderlichen Kreiskegel liegen. Der Primärstrahl selbst ist eine Erzeugende des Kegels. Beim Auffangen auf einer photographischen Platte senkrecht zur Zonenachse gibt jeder reflektierte Strahl einen auf dem Schnittkreis liegenden Reflex. Die Spur der entsprechenden Netzebene wird als Lot vom Kreismittelpunkt auf die Verbindungslinie des Primärstrahleinstiches mit dem Reflexpunkt oder auch als Verbindungslinie desselben mit dem zum Primärfleck diametral gelegenen Punkt erhalten. Wenn jetzt der Kristall um eine zur Ebene durch die Zonenachse und den Primärstrahl senkrechte Achse gedreht wird, so deformiert sich der Kreis kontinuierlich und verschwindet schließlich, wenn die Zonenachse dem Primärstrahlbündel parallel läuft. Jeder Reflexpunkt beschreibt bei der Drehung eine Lemniskate auf der photographischen Platte, die man stets senkrecht zur Zonenachse stellt. Die analytische Formulierung wird abgeleitet. Verf. gibt schließlich noch einige Folgerungen bezüglich der Form der Flecken. **Schiebold**.

F. Canac: Détermination des axes de symétrie d'un cristal cubique. (C. R. Paris. **170**. 1920. 276—278.)

Bezugnehmend auf die vorher referierte Abhandlung wird hier die Fleckenverteilung bei Durchstrahlung eines isometrischen Kristalls nahezu in Richtungen wichtiger Zonenachsen theoretisch untersucht, wobei die Drehung jeweils um eine 4, 3 oder 2zählige S-Achse erfolgt. So ist beispielsweise das Diagramm bei Durchleuchtung nahezu [001] und Drehung um [100] folgendermaßen beschaffen: Auf einem durch den Primärfleck gehenden Kreis liegt diesem diametral gegenüber der Reflex von (010), in der Vertikalen oben und unten die Reflexe von (110) und ($1\bar{1}0$), und in symmetrischer Anordnung links und rechts davon die von (210) ($2\bar{1}0$) (120) ($1\bar{2}0$) usw., wobei vorausgesetzt wird, daß die Intensität der Flecken der Netzdichte proportional ist. Auf Grund dieser Bemerkungen sind die anderen vom Verf. angegebenen Schemata leicht zu konstruieren. Sie sollen nach seiner Ansicht zur schnellen Orientierung des Kristalles, sowie zur Kennzeichnung des Kristallsystems besonders von Nutzen sein. [Es scheint dem Ref., daß diese Methode gegenüber den in der üblichen

Weise hergestellten Lauediagrammen, wobei möglichst genau in Richtung einer Zonenachse durchleuchtet wird, nichts Neues bietet, besonders muß darauf hingewiesen werden, daß bei der Berechnung der relativen Intensitäten der Flecke nicht auf die Energieverteilung im primären kontinuierlichen Spektrum, die bekanntlich sehr stark mit der Wellenlänge variiert, Rücksicht genommen wurde.] **Schiebold.**

F. Canac: Détermination des paramètres d'un cristal par les rayons X. (C. R. Paris. **170**. 1920. 394—396.)

Verf. gibt zwei Verfahren an zur Berechnung des Achsenverhältnisses von Kristallen, die sich beide auf seine Abänderung der gewöhnlichen Lauemethode gründen (siehe vorhergehendes Ref.). 1. Er läßt ein paralleles Primärstrahlbündel senkrecht auf eine Symmetrieachse des Kristalles auffallen und an den in dieser Zonenachse liegenden Netzebenen reflektieren. Dann können die Winkel, die diese Ebenen mit einer bestimmten Ausgangsfläche bilden, durch die sukzessiven Drehungen des Kristalles um die Symmetrieachse gemessen werden, die jeweils die entsprechenden Reflexe miteinander zur Deckung gelangen lassen. 2. Es wird zur Bestimmung der Parameter der durch geringe Schiefe des einfallenden Strahles entstehende Zonenkreis in der oben angegebenen Weise benutzt, da die auf diesem Kreise liegenden Reflexe immer von den einfachsten (dichtbesetzten) Gitterebenen herrühren, deren Spuren leicht im Diagramm konstruiert werden können. Für nicht isometrische Kristalle wird eine Formel zur Berechnung angegeben und an Diagrammen von Zuckerkristallen experimentell geprüft. Das gefundene Achsenverhältnis $a:b:c = 1{,}26:1:0{,}86$ ergibt sich bei beiden Methoden übereinstimmend mit dem früher goniometrisch bestimmten $a:b:c = 1{,}2595:1:0{,}8782$ (Wolff, Journ. f. prakt. Ch. 1843. **28**. 129). **Schiebold.**

G. Aminoff: Röntgenographische Beobachtungen an Parisit und Synchysit. (Geol. Fören. Stockholm Förh. **42**. H. 5. Mai 1920. 291—300.)

Bei Pyrochroit und Brucit wurde eine Abwanderung von H-Atomen, resp. H_2O-Molekülen aus dem Gitter ohne Zerstörung des Kristalls beobachtet. An den chemisch veränderten Kristallen wurden Lauephotogramme erhalten, die der Symmetrie nach mit denen des unveränderten Materials übereinstimmten, die jedoch radiale Beugungsstreifen statt einzelner Beugungsflecken zeigten. Verf. konnte im Synchysit und Parisit ein Material auffinden, bei dem die Entfernung chemischer Gruppen aus dem Gitter möglich ist, ohne daß die Schärfe der Beugungsflecken des Lauephotogramms allzusehr beeinträchtigt wird. Die Beugungsflecken waren der Lage und der Intensitätsverteilung nach z. T. noch unverändert erhalten, wenn die Kristalle eine bis zwei Stunden geglüht waren und

durch HCl keine Kohlensäure mehr nachgewiesen werden konnte. Verf. schließt daraus, daß die relativen oder absoluten Abstände in den Raumgittern nahezu unverändert sind. [Die Probe ist doch wohl nur für die relativen Abstände genügend empfindlich. Ref.] Ob die übrig gebliebenen Raumgitter im Verhältnis zueinander verschoben sind, läßt sich nicht entscheiden. Die vollkommene Hexagonalität der Lauephotogramme widerspricht der von verschiedenen Forschern festgestellten Trigonalität der Minerale. Möglicherweise ist der Fall abnorm hoher Symmetrie den röntgenphotographischen Beobachtungen an Scheelit (im Gegensatz zu Wulfenit) an die Seite zu stellen. Vielleicht liegt Verzwillingung vor, für die jedoch keine makroskopischen Anzeichen vorhanden sind. Die Röntgenperiode in der Richtung der c-Achse ist in erster Approximation $11{,}9 \cdot 10^{-8}$ cm.

R. Groß.

Canac, François: Procédés d'étude des cristaux par les rayons X. (Ann. de phys. (9.) **15**. 153—246. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 991.)

Hull, Albert W.: X-Ray crystal analysis of thirteen common metals. (Phys. Rev. (2.) **17**. 571—588. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 934.)

Dershem, Elmer and C. T. Dosier: The Concentration of Monochromatic X-Rays by Crystal Reflection. (Phys. Rev. (2.) **17**. 519. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 817.)

Stempel, W. M.: Reflexion of X-Rays from Crystals. (Phys. Rev. (2.) **17**. 521—524. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 815.)

Davis, Bergen and W. M. Stempel: An experimental study of the reflection of X-rays from calcite. (Phys. Rev. (2.) **17**. 608—623. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 994.)

— The Reflection of X-Rays from Calcite. (Phys. Rev. (2.) **17**. 526—527. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 817.)

Jaeger, F. M.: Some Remains concerning the Röntgenograms obtained by means of Mica-Piles compused by grossed Lamellae. (Proc. Amsterdam. **23**. 676—678. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 992.)

Kahler, H.: The Crystalline Struktur of Sputtered Metallic-Films. (Phys. Rev. **17**. 230—231. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 616.)

Davey, Wheeler P. and Frances G. Wick: The Crystal Structure of Two Rare Halogen Salts (CsCl, TlCl). (Phys. Rev. (2.) **17**. 403—404. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 685.)

Hull, Albert W.: The Crystal Structure of Carborundum. (Phys. Rev. (2.) **15**. 545—546. 1920. — Phys. Ber. II. 1921. 740.)

Hull, Albert W. and Wheeler P. Davey: Graphical Determination of hexagonal and tetragonal crystal structures from X-Ray data. (Phys. Rev. (2.) **17**. 266—267, 549—570. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 616, 935.)

Mineralphysik. Instrumente.

Thirring, Hans: Über die Kohäsionskräfte des Diamanten. (Zs. f. Phys. **4**. 1—25. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 740.)

Streintz, Franz: Über unipolare Leitung an Kristallen. Dritte Mitteilung. (Phys. Zs. **21**. 367—374. 1920. — Phys. Ber. II. 1921. 688.)

Chevenard, P.: Unregelmäßigkeit der Längenausdehnung, die magnetische Umwandlung des Pyrrhotins und Magnetits begleitend. (C. R. **170**. 320—22. — Chem. C.Bl. 1921. III. 937.)

Coblentz, W. W.: Photoelectric sensitivity of bismuthinite and various other substances. (Bull. Bur. of Stand. **14**. 591—604. 1919. — Phys. Ber. II. 1921. 702.)

— Positive and negative photoelectric properties of molybdenite and several other substances. (Scient. Pap. Bur. of Stand. **16**. 595—639. 1920. — Phys. Ber. II. 1921. 703.)

— Infra-red transmission and refraction data on standard lens and prism material (Quarz, Flußspat, Steinsalz, Sylvin). (Scient. Pap. Bur. of Stand. **16**. 701—714. 1920. — Phys. Ber. II. 1921. 1015.)

Lindmann, Karl F.: Om kvartsens termiska dilatation. (Acta Soc. Fenn. **46**. No. 5. 1916. — Phys. Ber. II. 1921. 708.)

— Om turmalinens termiska dilatation. (Acta Soc. Fenn. **46**. No. 6. 1916. — Phys. Ber. II. 1921. 709.)

Th. Liebisch und H. Rubens: Über die optischen Eigenschaften einiger Kristalle im langwelligen ultraroten Spektrum. I. (SitzBer. Akad. Wiss. 1919. XVI. 198—219.)

Die Untersuchungen wurden auf doppelbrechende Kristalle ausgedehnt. Die dort genannten Reststrahlungen, zu denen noch die mit Hilfe der Quarzlinsenmethode isolierte langwellige Strahlung des Auerstrumpfes hinzukam, wurden durch Reflexion an einem Selenspiegel unter $68\frac{1}{2}^0$ geradlinig polarisiert. Die Strahlung des Auerbrenners und der Quecksilberlampe wurden durch ein Hertz'sches Gitter aus feinen Platindrähten polarisiert. Bei den einachsigen Kristallen kam eine parallel der Achse, bei den zweiachsigen eine parallel der optischen Symmetrieebene a b und eine parallel a c oder parallel b c geschnittene Platte in Anwendung. Wo Kristallplatten der erforderlichen Größe von 5,5 × 5,5 cm nicht beschaffbar waren, wurden kleinere mit möglichst engen Fugen parallel aneinandergesetzt.

Für Quarz und Kalkspat maßen die Verf. das Reflexionsvermögen nach der spektrometrischen Methode im Spektralgebiet zwischen 18 und 32 μ mit Hilfe eines spitzwinkligen Sylvinprismas und eines Silberdrahtgitters. Es ergaben sich für kristallisierten Quarz 2 Maxima von R_o bei $\lambda = 21{,}0$ und $26{,}0\ \mu$, von R_e bei $\lambda = 19{,}7$ und $27{,}5\ \mu$, von R des Quarzglases bei $\lambda = 21{,}0\ \mu$ und $\lambda = 27{,}0\ \mu$, für Kalkspat von R_e bei $\lambda = 28{,}0\ \mu$ und von R_o bei $\lambda = 30{,}3\ \mu$. Auch Apatit, Baryt, Anhydrit, Aragonit, Cölestin, Dolomit,

Turmalin wurden analog untersucht, während der Verlauf von R im Gebiet bis 300 μ für Kalkspat, roten Turmalin, Anhydrit, Apatit, Dolomit, Baryt, Cölestin, Anglesit, Aragonit, Cerussit gemessen wurden. Für die letztgenannten wurde auch die Durchlässigkeit für Hg-Strahlung von 110 μ Wellenlänge bestimmt.

Die Übereinstimmung zwischen R_{300} und dem aus der Maxwell'schen Beziehung (s. voriges Ref.) berechneten $R\infty$ ist sehr gut. Beim Kalkspat ist die Dispersion für beide Schwingungen im gemessenen Gebiet noch beträchtlich. **R. Groß.**

Th. Liebisch und H. Rubens: Über die optischen Eigenschaften einiger Kristalle im langwelligen ultraroten Spektrum. II. (SitzBer. Akad. Wiss. 1919. XLVIII. 876—900.)

In den neuen Untersuchungen wurde auf die Spektrometermethode verzichtet und statt dessen eine achte Reststrahlenart von der mittleren Wellenlänge 27,3 μ hinzugenommen. Die Messungen wurden ausgeführt an Zinkblende, Bleinitrat, Analcim, Cäsiumalaun, Rubidiumalaun, Rubidiumchromalaun, Ammoniumalaun, 2 Opalen, Chalcedon, Quarzglas, Quarz, 4 Turmalinen, 2 Beryllvorkommen, Zirkon, Zinnerz, Vesuvian, Natronsalpeter, Eisenspat, Zinkspat, Natriumtrikaliumsulfat, Kaliumlithiumsulfat, Topas, Witherit, Malachit, Adular, Spodumen. Für die genannten Körper, sowie Elfenbein, Pappelholz und Buchsbaum wurden auch die Durchlässigkeiten in bestimmten Richtungen für $\lambda = 110$ μ bestimmt. Nur bei Zirkon ergeben sich zwischen den optisch und elektrisch bestimmten Dielektrizitätskonstanten Widersprüche, die in mangelnder Reinheit des Materials ihren Grund haben dürften. Die optisch erhaltenen Werte D_{300} sind meist ein wenig, bisweilen erheblich größer als die mit Hilfe von Hertz'schen Wellen beobachteten $D\infty$. Nur bei einigen wenigen Substanzen ergaben sich Differenzen im entgegengesetzten Sinne. **R. Groß.**

Schmidt, W. J.: Vom Polarisationsmikroskop und seiner Anwendung. (Zs. wiss. Mikrosk. **37**. 1—35. 1920. — Phys. Ber. II. 1921. 1014.)

Schulz, Hans: Zur Theorie der Polarisationsprismen. VI. Schnittwinkel und Gesichtsfelder für Prismen, bei denen die Kristallachse im Hauptschnitt liegt. (Zs. f. Instrkde. **41**. 118—121. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 767.)

Mineralchemie.

Kurt Hofmann-Degen: Über die Schlacke der Clausthaler Silberhütte, eine Eisenfrischschlacke von Bochum und eine neue Silikatfamilie vom Typus $R_2Si_2O_7$. (SitzBer. Akad. Wiss. Heidelberg 1919. (A. 14.) 102 p.)

Das erste Kapitel der Arbeit liefert eine vollständige Untersuchung eines zinkhaltigen Eisenkalkolivins, der zusammen mit dem im zweiten

Kapitel beschriebenen Justit die Hohlräume der Clausthaler Schlacke ausfüllt. Der Zusammensetzung 50,9 % Fe_2SiO_4, 2,7 % Zn_2SiO_4, 5,1 % Mg_2SiO_4, 41,2 % Ca_2SiO_4 entspricht das Achsenverhältnis a : b : c = 0,4371 : 1 : 0,5768, die Brechungsexponenten $\gamma_D = 1{,}7430$, $\alpha_D = 1{,}6958$, $\beta_D = 1{,}7340$, $2V_D$ über $b = \mathfrak{a} = 48°40'$. Die optischen Konstanten sind im ganzen für acht verschiedene Wellenlängen bestimmt worden. Die Dispersionskurve von $\gamma - \beta$ zeigt im Rot und Blau unternormalen Verlauf und in der Nähe von λ_D einen ausgesprochenen Wendepunkt. Das ganze über die Olivingruppe vorhandene Material wird einer Diskussion unterzogen und die Stellung des Eisenzinkkalkolivins innerhalb der Olivinfamilie festgelegt.

Die übrigen sieben Kapitel gehören zusammen und beschäftigen sich im wesentlichen mit jenen quadratischen Schlackensilikaten, die bisher nach dem Vorgang Vogt's zu den Melilithen gestellt werden. Dieser umfangreichere Teil der Arbeit beginnt mit dem oben schon erwähnten, neben dem Olivin in den Drusen der Clausthaler Schlacke vorkommenden, ebenfalls zinkhaltigen, quadratischen Silikate, das die Zusammensetzung $(Mg, Fe, Zn, Mn, Ca)_3Si_2O_7$ besitzt, wobei merkwürdigerweise das Verhältnis von Ca zu der Summe der übrigen Metalle genau gleich 1 : 1 ist. Das Al-freie Silikat hat, wie die Formel zeigt, nichts mit dem Al-freien Vogt'schen Åkermannit zu tun und erhält daher den eigenen Namen Justit. Die optischen Verhältnisse wurden mit Spektrometer und Babinetschem Kompensator für acht verschiedene λ des Sonnenspektrums untersucht. Der Justit besitzt ein ausgesprochenes Minimum der Doppelbrechung im Gelbgrün, das sich jedoch wegen des hohen, absoluten Wertes der negativen Doppelbrechung $-\varepsilon_D = 1{,}6581$, $\omega_D = 1{,}6712$ — in den Interferenzfarben erst bei der Kompensation durch Quarzkeile äußert.

Zum Vergleich wurde zunächst der von John E. Wolff[1] beschriebene Hardystonit $(Ca, Zn)_3Si_2O_7$ herangezogen, der ganz ähnliche Eigenschaften zeigt wie der Justit. Seine genaue optische Untersuchung erforderte dann eine neue Analyse und Dichtebestimmung, die alle an wirklich identischem Materiale ausgeführt worden sind. Die Zusammensetzung weicht von der des Wolff'schen Hardystonits nur unerheblich ab. Der Hardystonit zeigt ein Minimum der starken, negativen Doppelbrechung zwischen den Fraunhofer'schen Linien B und C. Die Interferenzfarben sind infolgedessen mehr übernormal. Das Verhältnis von Ca zu Mg usw. ist 2 : 1.

Einen weiteren Beitrag lieferte eine Eisenfrischschlacke von Bochum, die fast nur aus quadratischen Kristallen bestand, und die in der gleichen Weise untersucht wurde wie der Justit und Hardystonit. Die Analyse führt zu der Formel $(Ca, Mg, Fe, Mn)_3Si_2O_7$. Das Verhältnis von Ca zu Mg usw. ist hier 2 : 1. Die optische Untersuchung war wesentlich schwieriger. Der Kern der Kristalle ist optisch positiv mit negativer, der Rand optisch negativ mit positiver Dispersion. Die ganz ungewöhnlichen Interferenzfarben sind unternormal. Der Dispersionsverlauf der Doppelbrechung wird Schritt für Schritt vom Kern zum Rand verfolgt. Die Möglichkeiten

[1] Zs. Krist. **32**. 1900: 1 u. **33**. 1900. 147.

für das Auftreten von Gliedern mit Gipfelpunkten der Doppelbrechung in solchen und ähnlichen Mischungsreihen werden diskutiert.

Die Untersuchung wurde erweitert durch Heranziehung der von Hlawatsch[1], Rüsberg[2], Fouqué[3] studierten Schlacken, eines Zementmelilith von Bodländer[4] und des Fuggerits von Weinschenk[5] und führte zu folgenden Resultaten:

1. Die quadratischen Schlacken und die natürlichen Melilithe haben nichts miteinander zu tun. Der Begriff des „künstlichen Melilith" ist daher aufzugeben. Er ist durch den Namen Justit oder Justitfamilie ersetzt worden.

2. Die Vogt'sche[6], der Tschermak'schen Skapoliththeorie nachgebildete, Åkermannit-Melilith-Gehlenittheorie ist weder auf die natürlichen Melilithe noch auf die Justite mit Einschluß des Hardystonits anwendbar.

3. Die von Vogt Åkermannit genannten Kristalle dürften nicht die Zusammensetzung $R_4Si_3O_{10}$ gehabt haben, sondern wahrscheinlich auch $R_3Si_2O_7$ gewesen sein. Da aber der Name Åkermannit für das Silikat $R_4Si_3O_{10}$ verbraucht ist, soll das neue Silikat $R_3Si_2O_7$ den Namen Justit führen.

4. Alle die künstlichen, quadratischen Schlackensilikate mit Einschluß des natürlich vorkommenden Hardystonits bilden eine durch ihre morphologischen, Cohäsions- und optischen Eigenschaften wohl charakterisierte und durch hohen Grad von Isomorphismus ausgezeichnete selbständige Familie vom Typus $R_3Si_2O_7$, die Justitfamilie. Sie enthalten neben Ca wesentlich Mg, Fe^{II}, Zn und Mn^{II}. Das Verhältnis des Ca zu der Summe der übrigen Metalle ist merkwürdigerweise ganzzahlig, entweder 1 : 1, 2 : 1 oder 3 : 1. Diese Tatsache bleibt einstweilen unerklärt. Alle diese Silikate sind imstande, wesentliche Mengen Tonerde als feste Lösung aufzunehmen bezw. als Baustein ihrem Kristallgitter einzuverleiben. Die dichte Schlacke von Bochum zeigt eine Reihe sehr rätselhafter Einschlußformen, deren Deutung nicht vollständig gelungen ist. **Kurt Hofmann-Degen.**

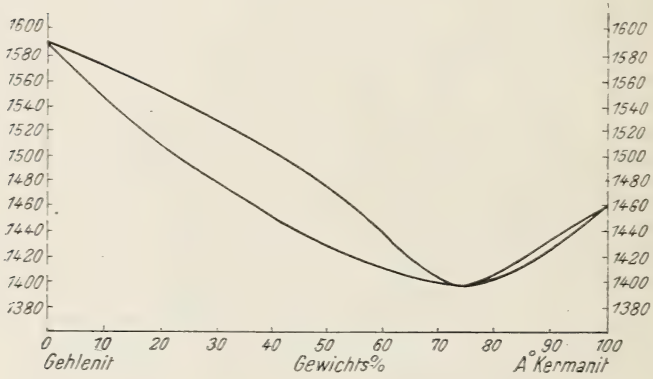
J. B. Ferguson und A. F. Buddington: Das Zweistoffsystem Åkermanit-Gehlenit. (Am. J. Sci. (4.) **50**. 1920. 131—140.)

Die als Gehlenit bezeichnete Kristallart hat die Zusammensetzung $2\,CaO\,.\,Al_2O_3\,.\,SiO_2$ und ist als Teilphase im System $CaO—Al_2O_3—SiO_2$ (cf. Rankin und Wright, Am. J. Sci. (4.) **39**. 1915. 26) bereits beschrieben. Die Verbindung $2\,CaO\,.\,MgO\,.\,2\,SiO_2$ im System $CaO—MgO—SiO_2$ (cf. Ferguson und Merwin, l. c. **48**. 1919. 118 u. 122) wird als Hauptbestandteil des Åkermanits angesehen. Die Molekular-Volumina beider Kristallarten sind nahezu gleich groß (92,8 und 90,4), es ist also von vornherein eine weitgehende Mischbarkeit auch im festen Zustande zu erwarten. In der Tat entspricht das System ausgezeichnet dem Typus völliger Mischbarkeit

[1] Tscherm. Min.-Petr. Mitt. 1904. 415.
[2] Centralbl. f. Min. etc. 1913. 625 und Diss. Münster i. W. 1912.
[3] Zs. Krist. 1888. 283. — [4] Dies. Jahrb. 1892. I. 54; 1893. I. 18.
[5] Zs. Krist. **27**. 1897. 577. — [6] Ref. Zs. Krist. 1893. **21**. 170.

mit einem minimalen Schmelzpunkte. der bei 1388° und ca. 26 % Gehlenit gelegen ist (s. Figur).

Zusammensetzung in Gew.-% Gehlenit	Äkermanit	ω_{Na}	ε_{Na}	Doppelbrechung	Opt. Char.
100	0	1,669	1,658	0,011	—
80	20	1,664	1,657	0,007	—
60	40	1,657	1,654	0,004	—
50	50	1,653	1,652	0,001	—
40	60	1,648	1,649	0,001	+
30	70	1,645	1,648	0,003	+
25	75	1,643	1,647	0,004	+
10	90	1,637	1,643	0,006	+
0	100	1,631	1,638	0,007	+



Längszone	Dichte	Beginn der Kristallisation	Ende der Kristallisation	Br.-Index n des Glases	Dichte des Glases
γ'	3,038	1590°	1590°	1,638	2,884
γ'	3,018[1]	1555[2]	1500[2]	—	2,903
γ'	—	1508[2]	1440[2]	—	—
γ'	2,993	1475[2]	1418[2]	—	2,919
α	—	1433[2]	1401[2]	—	—
α	—	1393[2]	1389[2]	—	—
α	2,969	1390[2]	1388[2]	—	2,938
α	—	1426[2]	1418[2]	—	—
α	2,944	1458	1452	1,641	2,955

Der Wechsel im optischen Charakter und in der Größe der Doppelbrechung mit der Zusammensetzung zeigt sich in den beobachteten Zonarstrukturen, wie Ähnliches von natürlichem Melilith im Alnöit von Manheim.

[1] Bei 75 % Gehlenit. — [2] Annähernde Zahlenwerte.

N. Y., berichtet wird (cf. Sipyth, Am. J. Sci. (3.) **46**. 1893. 104). Merkwürdigerweise hat das Åkermanitglas eine größere Dichte bei 25° C als die entsprechende Kristallart. Ein Mischkristall mit ca. 55 % Åkermanit müßte optisch isotrop sein, ein solcher mit 92 % hätte gleiche Dichte wie sein Glas. **W. Eitel.**

F. W. Clarke: Die Konstitution von Melilith und Gehlenit. (Am. J. Sci. (4.) **43**. 1917. 76–84.)

Die Analysen des natürlichen Meliliths und Gehlenits zeigen, daß diese Mineralien komplexe Mischkristalle darstellen müssen. W. T. Schaller (U. S. Geol. Surv. Bull. **610**. 106—126) betrachtet Melilith und Gehlenit als Mischungen von vier bestimmten Silikaten, nämlich von Åkermanit, $Mg_4Ca_8Si_9O_{30}$; Sarcolit, $Al_2Ca_3Si_3O_{12}$; Natronsarcolit, $Al_2Na_6Si_3O_{12}$, und „Velardeñit", $Al_2Ca_2SiO_7$. Der Velardeñit ist nur als Kunstprodukt bis jetzt bekannt; alle vier Silikate kristallisieren tetragonal. Schaller nimmt auf die Beziehungen des Meliliths und Gehlenits zu anderen Mineralien wie Anorthit, Granat, Vesuvian, Zoisit und Mejonit keine weitere Rücksicht. Der tetragonale Sarcolit hat die gleiche molekulare Zusammensetzung wie der reguläre Granat, so daß es naheliegt, die Verschiedenheit der beiden Mineralien graphisch durch ebene Konstitutionsformeln darzustellen (wozu Verf. ausdrücklich bemerkt, daß solche Formeln nur zur Verdeutlichung verwandtschaftlicher Beziehungen dienen dürfen, nicht aber auf Gültigkeit als Molekülstrukturbilder Anspruch erheben sollen). Auch die Beziehungen zu Prehnit erhellen aus folgender Übersicht[1]:

$$Al(SiO_4)_3\,\overset{Al_2}{Ca_6}\,(SiO_4)_3Al$$

Granat

$$Al(SiO_4)_3\,\overset{Al_2}{Ca_4}\,(SiO_4)_3Al$$
$$\quad\quad\quad

Fuggerit Weinschenk's nimmt eine Mittelstellung zwischen beiden ein; man kennzeichnet ihn wohl am besten als eine Natronvarietät des Gehlenits.

Die von Bodländer (dies. Jahrb. 1892. I. 53) aus Portlandzement beschriebenen Melilith-Kristalle haben die Zusammensetzung:

$$Al(SiO_4)_3 \begin{matrix} Mg_3 \\ Ca_6 \end{matrix} (SiO_4)_3 Al.$$

Aus Schlacke isolierte Stahl (Berg- u. Hüttenm. Ztg. 63. 1904. 273; Z. f. Krist. 41. 1906. 226) einen diesem ähnlichen Melilith mit viel Eisenoxydul- und etwas Zinkgehalt.

Die Beziehung der Mineralien Anorthit, Granat, Sarcolit und Melilith erhellt aus folgender Zusammenstellung:

$Al_6(SiO_4)_6Ca_3$	$Al_4(SiO_4)_6Ca_6$	$Al_2(SiO_4)_6Ca_9$
Anorthit	Granat und Sarcolit	normaler Melilith

In natürlichem Melilith erscheint das Molekül des normalen Meliliths gemengt mit Sarcolit, Natronsarcolit und ein wenig Trisilikat $Al_4(Si_3O_8)_6Ca_4Na_4$. Nach sieben Analysen von Melilith zu urteilen herrscht das normale Melilith-Molekül mit 60—70 % in den Mischkristallen vor, dann folgen die beiden Sarcolit-Moleküle und zuletzt das hypothetische Trisilikat, das am geringsten vertreten ist. Immerhin ist das Trisilikat noch nicht sicher festgestellt, neigt doch der Melilith zur Bildung von Einschlüssen anderer Mineralien, so enthält der Melilith von Capo di Bove Kriställchen von Leucit als Einschlüsse. Es ist auch zu bedenken, daß SiO_2 in fester Lösung vorhanden sein könnte.

Die Beziehung des Meliliths zum Gehlenit stellt Clarke durch folgende Formeln dar:

$Al(SiO_4)_3Ca_9(SiO_4)_3Al$	$Al(SiO_4)_3Ca_6(SiO_4)_3Al$	
Melilith	$\|\|\|$ $\|\|\|$	Gehlenit
	$(AlO_2Ca)_3$ $(AlO_2Ca)_3$	

Die Analysen des natürlichen Gehlenits führen diesen auf Mischungen von normalem Melilith-, Sarcolit- und eigentlichem Gehlenit-Molekül zurück; im Fuggerit tritt noch etwas Natron-Sarcolit hinzu.

Zu den genannten Beziehungen zwischen Melilith und Gehlenit treten noch diejenigen der beiden Mineralien zu Granat, Prehnit, Zoisit, Epidot, Vesuvian, Mejonit (einschließlich Borgström's Carbonat- und Sulfat-Mejonit, in denen die Gruppen — $Ca—CO_3—Ca$ — und — $Ca—SO_4—Ca$ — an Stelle von — $Ca—O—Ca$ — eintreten; cf. Z. f. Krist. 54. 1914. 238):

$Al(SiO_4)_3 \begin{matrix} Al_4 \\ Ca_2 \end{matrix} (SiO_4)_3 Al$

Anorthit

$Al(SiO_4)_3 \begin{matrix} Al_2Ca_3 \\ Ca \end{matrix} (SiO_4)_3 Al$

$\|$ $\|$

$AlOH$ $AlOH$

Zoisit

$Al(SiO_4)_3 \begin{matrix} Ca_6 \\ Ca \end{matrix} (SiO_4)_3 Al$

$\|$ $\|$

$AlOH$ $AlOH$

Vesuvian

$Al(SiO_4)_3 \begin{matrix} Al_4 \\ Ca_2 \end{matrix} (SiO_4)_3 Al$

$|$ $|$

$Ca — O — Ca$

Mejonit

Auch genetisch sind Melilith und Gehlenit durch ihr Vorkommen in kontaktmetamorphen Kalksteinen mit Granat, Epidot, Anorthit, Vesuvian und Skapolith verknüpft. Sarcolit und Vesuvian finden sich in den Auswürflingen des Monte Somma, nur der Prehnit nimmt eine Sonderstellung als Derivat des Granats ein, insofern er mit den anderen genannten Mineralien nicht zusammen gefunden wird. Bei Oravica fand man in Rollsteinen Gehlenit und darin eingewachsen Körnchen von Vesuvian, und der Melilith von Colorado kommt mit Granat und Vesuvian zusammen vor.

Anorthit verwandelt sich leicht in Skapolith, Vesuvian und Gehlenit in Granat, Granat in Epidot und Skapolith. Alle diese Mineralien gehen gerne in Glimmer über, die magnesiareichen auch in Chlorit. Alle diese Beziehungen erhellen ihre enge Zusammengehörigkeit. Verf. führte die Alumosilikate auf drei Alumokieselsäuren zurück, die er nach der Zahl der in ihrem Molekül enthaltenen Aluminiumatome bezeichnet. Die Schlußfolgerungen des Verf.'s lassen sich in folgender kleinen Übersicht zusammenfassen:

Säure	Normales Calciumsalz	Saure Derivate	Basische Derivate	Umwandlungsprodukte	Beständigkeit und Häufigkeit
$Al_3(SiO_4)_3H_3$ „trialicacid“	Anorthit		Mejonit	Muscovit	Normales Salz sehr häufig und in Schmelze beständig
$Al_2(SiO_4)_3H_6$ „dialicacid“	Granat, Sarcolit	Prehnit	Zoisit	Biotit, Chlorit	Normales Salz weniger häufig als Anorthit, leichter zersetzlich
$Al_1(SiO_4)_3H_9$ „unalicacid“	Melilith		Vesuvian, Gehlenit		Normales Salz am wenigsten häufig, leicht zersetzlich

Auch der Nephelin ist ein sehr beständiges Trialat; die häufigsten Unalate sind die basischen und leicht zersetzlichen Chloritmineralien.

W. Eitel.

G. A. Rankin und H. E. Merwin: Das ternäre System $MgO—Al_2O_3—SiO_2$. (Am. J. Sci. (4.) **45**. 1918. 301—325.)

Stabile Kristallarten in dem System $MgO—Al_2O_3—SiO_2$ sind: MgO (Periklas); Al_2O_3 (Korund); SiO_2 (als Cristobalit und Tridymit); $2MgO . SiO_2$ (Forsterit); $MgO . SiO_2$ (Klinoenstatit); $MgO . Al_2O_3$ (Spinell); $Al_2O_3 . SiO_2$ (Sillimanit); $2MgO . 2Al_2O_3 . 5SiO_2$ (ein Endglied der Cordierit-Reihe). Der Klinoenstatit erschien in den ternären Schmelzen nur selten verzwillingt, ja oft in gleichen Proben in Gestalt

von Nadeln, Prismen und Tafeln. Der cordieritartige Körper ähnelt sehr dem von Morozewicz beschriebenen cordieritartigen Kunstprodukt.

Kristallarten mit kongruentem Schmelzpunkt sind: MgO; Al_2O_3; SiO_2; Forsterit, Spinell und wahrscheinlich Sillimanit. Der Spinell vermag etwas Kieselsäure und Tonerde in fester Lösung aufzunehmen.

Inkongruent schmelzen die Kristallarten Klinoenstatit und Cordierit.

Die in nebenstehender Figur vermerkten Grenzlinien 2—3 und 1—5 scheinen flache Temperaturmaxima aufzuweisen. Der Punkt 1 ist ein ternäres Eutektikum, ebenso wahrscheinlich Punkt 6, vielleicht auch Punkt 5. In der Tat ist das System Forsterit—Spinell ein binäres Teilsystem, mit Eutektikum und mit einem Maximum der Temperatur auf Linie 4—6; es treten in diesem Teilsystem lediglich die Kristallarten Forsterit und Spinell in die Erscheinung, wie mikroskopisch an Schmelzprodukten (im Iridiumofen erhalten) nachgewiesen wurde.

Zusammensetzung	P. 1 (Eut.)	P. 2	P. 3	P. 4
MgO	20,3 %	10,0 %	16,1 %	25,7 %
Al_2O_3	18,3	23,5	34,8	22,8
SiO_2	61,4	66,5	49,1	51,5
Temperatur in ° C	1345 ± 5	1425 ± 5	1460 ± 5	1370 ± 5
Koexistierende Phasen	$MgO . SiO_2$ + SiO_2 + Cord.	SiO_2 + Al_2O_3 . SiO_2 + Cord.	Cord. + Al_2O_3 . SiO_2 + MgO . Al_2O_3	$MgO . Al_2O_3$ + Cord. + 2 MgO . SiO_2

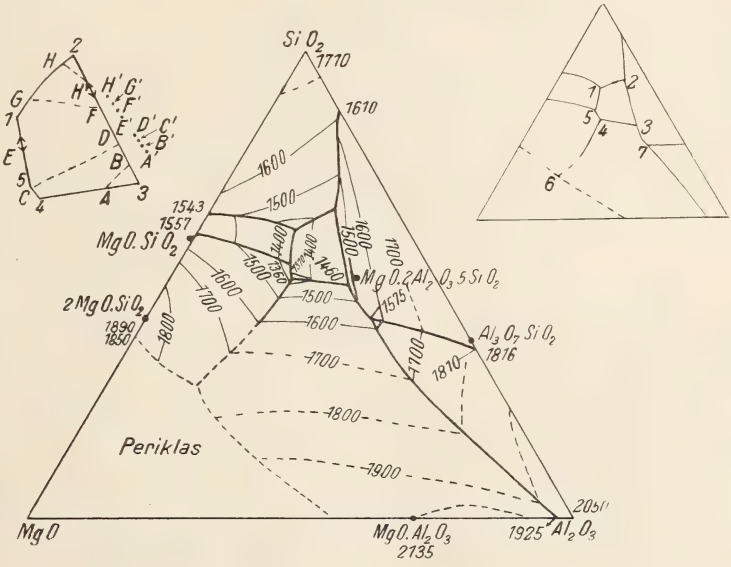
Zusammensetzung	P. 5 (Eut.?)	P. 6 (Eut.)	P. 7
MgO	25,0 %	56,0 %	15,2 %
Al_2O_3	21,0	16,0	42,0
SiO_2	54,0	28,0	42,8
Temperatur in ° C	1360 ± 5	1700 ± 25[1]	1575 ± 5
Koexistierende Phasen	2 $MgO . SiO_2$ + $MgO . SiO_2$ + Cord.	2 $MgO . SiO_2$ + MgO + $MgO . Al_2O_3$	Al_2O_3 + $MgO . Al_2O_3$ + $Al_2O_3 . SiO_2$

Flächenreiche Kristalle des cordieritartigen Körpers erhält man am besten aus Schmelzen, in welchen dieser oder Sillimanit die primäre Ausscheidung darstellt. Es sind kurze sechsseitige Prismen mit basaler Endigung und negativem Charakter der Längsrichtung. Der Prismenwinkel ist ungefähr 120°, basale Endigungen geben ein fast einachsiges

[1] Mit Hilfe des optischen Pyrometers bestimmt.

oder wirklich einachsiges konoskopisches Bild. In einem einzigen Fall zeigten die Kristalle typisch-rhombischen Charakter mit den Flächen {110}, {010}, {001}, ferner {100} und {120}. α // c. Aus Schmelzen mit 66 % SiO_2 ergaben sich Kristalle mit $\alpha = 1{,}519$; β und $\gamma = 1{,}522$; aus solchen mit 50 % SiO_2: Kristalle mit $\alpha = 1{,}524$; β und $\gamma = 1{,}528 \pm 0{,}002$. Die Veränderlichkeit der optischen Eigenschaften deutet auf isomorphe Mischbarkeit mit anderen Bestandteilen der ternären Schmelzen hin. $\gamma - \alpha = 0{,}003$—$0{,}004$. Die Kristalle haben kleinere Brechungsindizes als die entsprechend zusammengesetzten Gläser.

Läßt man Gläser von der Zusammensetzung der Cordieritart bei 900° oder weniger kristallisieren, so bildet sich zuerst eine instabile μ-Modi-



fikation (feine radialstrahlige Fasern), die bei 925—1150° in die normale Cordierit-Modifikation übergeht. Diese μ-Form scheint innerhalb weiterer Grenzen der Zusammensetzung als homogene kristallisierte Phase vorzukommen als die bei höherer Temperatur stabile α-Form. Die Brechungsindizes der Aggregate der μ-Form nehmen mit zunehmendem SiO_2-Gehalt linear ab; bei 68 % SiO_2: 1,535; bei 40 % SiO_2: 1,560. Für die α-Form gilt bei 64 % SiO_2: 1,515; bei 44 % SiO_2: 1,540. Es gelingt nicht, die α-Form durch thermische Exposition auf Temperaturen unterhalb der Bildungstemperatur von α-Phase in Kristalle der μ-Modifikation überzuführen. Die Temperatur, bei der die Umwandlung $\mu \longrightarrow \alpha$ merkliche Geschwindigkeit erlangt, steigt bei einer Zunahme um 30 % SiO_2 um ca. 100° an. Es ist durchaus mit der Möglichkeit zu rechnen, daß die Cordierit-Phase innerhalb der Grenzen $MgO : Al_2O_3 : SiO_2 = 1:1:3$ und $2:2:5$

variable Zusammensetzung infolge von Mischkristallbildung zeigt. Es wären alsdann streng genommen die Kristallisationsbahnen im Felde des Cordierits keine geraden Linien, die vom darstellenden Punkte A (s. die obenstehende Figur) ausstrahlen, sondern Kurven, welche sich von den Punkten B, C, D, E aus ergeben; die Maxima m_1 und m_2 auf 2—3 bezw. 1—5 müssen jedenfalls aber nur sehr flach ausfallen. Das vollständige Temperatur-Konzentrationsdiagramm des Systems zeigt die Figur[1].

Die natürlichen unzersetzten Cordieritkristalle enthalten z. T. 2—3 % Wasser, andere sind ganz oder fast wasserfrei (s. Oppenheimer, Heidelb. Med. Nat. Ver. N. F. **13**. 1914. 257; Bücking, dies. Jahrb. 1901. I. - 72 -). Nach Abzug des Wassers nähern sich alle der Formel $2(Mg, Fe)O \cdot 2Al_2O_3 \cdot 5SiO_2$. Ein bei 1440° geschmolzener Cordierit lieferte Glas + Sillimanit; wasserhaltiger Cordierit, auf 600° 5 Minuten lang erhitzt, veränderte seinen mittleren Brechungsindex um — 0.010. Die isomorphe Vertretbarkeit der Magnesia durch Eisenoxydul verändert wahrscheinlich das System durch Eintritt dieser neuen Komponente nicht unerheblich. Es dürfte wohl sogar bei starkem Vorherrschen der letzteren das Cordieritfeld ganz verschwinden, so daß das Korundfeld mit dem Olivinfeld zusammenstößt, ohne daß dessenthalben der Korund als frühe magmatische Ausscheidung aufzutreten brauchte, wenn ein trockenes Magma peridotitische Zusammensetzung hätte.

W. Eitel.

J. B. Ferguson und **H. E. Merwin**: Das Dreistoffsystem $CaO—MgO—SiO_2$. (Am. J. Sci. (4.) **48**. 1919. 81—123. — Dazu dies. Jahrb. 1921. I. - 131 -.)

Die in diesem System auftretenden Kristallarten zeigt folgende Übersicht (Tabelle I siehe p. - 290 - und - 291 -).

Über die binären Teilsysteme siehe

System $CaO—SiO_2$: G. A. Rankin, Am. J. Sci. (4.) **39**. 1915. 1—79; Zs. anorg. Ch. **92**. 1915. 213—296; Ref. dies. Jahrb. 1916. II. - 26 - ff.

System $MgO—SiO_2$: O. Andersen und N. L. Bowen, Zs. anorg. Ch. **87**. 1914. 283; Ref. dies. Jahrb. 1915. II. - 15 - ff.

System $CaO—MgO$: G. A. Rankin und H. E. Merwin. Zs. anorg. Ch. **96**. 1916. 291—316; Ref. dies. Jahrb. 1917. - 263—265 -.

Das ternäre Zustandsdiagramm gibt Fig. 1 wieder. Die darin enthaltenen invarianten Punkte sind in Tabelle II zusammengestellt; die Figur ist zwecks besserer Übersicht in Molekularprozenten entworfen. Die Angaben der Tabelle II (p. 292) sind in Gew.-% gegeben.

Das Feld der Mischkristalle des Pseudowollastonits erstreckt sich auf ein Gebiet, welches einerseits von der Seitenlinie $CaSiO_3—CaO$, andererseits von der Linie $CaSiO_3—CaO \cdot MgO \cdot 2SiO_2$ und einer Linie von den

[1] Versehentlich ist für Sillimanit die Zusammensetzung $Al_3O_7 \cdot SiO_2$ angeschrieben, es muß heißen $Al_2O_3 \cdot SiO_2$. Bei dem Punkte des Cordierits muß es heißen $2MgO \cdot 2Al_2O_3 \cdot 5SiO_2$.

Punkten 44,4 CaO; 3,1 MgO; 52,5 SiO_2 auf dieser Linie und 46,7 CaO; 3,5 MgO; 49,8 SiO_2 auf der Linie $CaO . SiO_2$—$2CaO . MgO . 2SiO_2$ eingefaßt wird.

Wollastonit-Mischkristalle erstrecken sich bis zu ca. 17 % Diopsid oder 3,2 % MgO bei höheren Temperaturen. Die gesättigte feste Lösung mit 17 % Diopsidgehalt zersetzt sich bei $1340 \pm 5°$, in Übereinstimmung mit den Beobachtungen von ALLEN und WHITE (Am. J. Sci. (4.) **27**. 1909. 1).

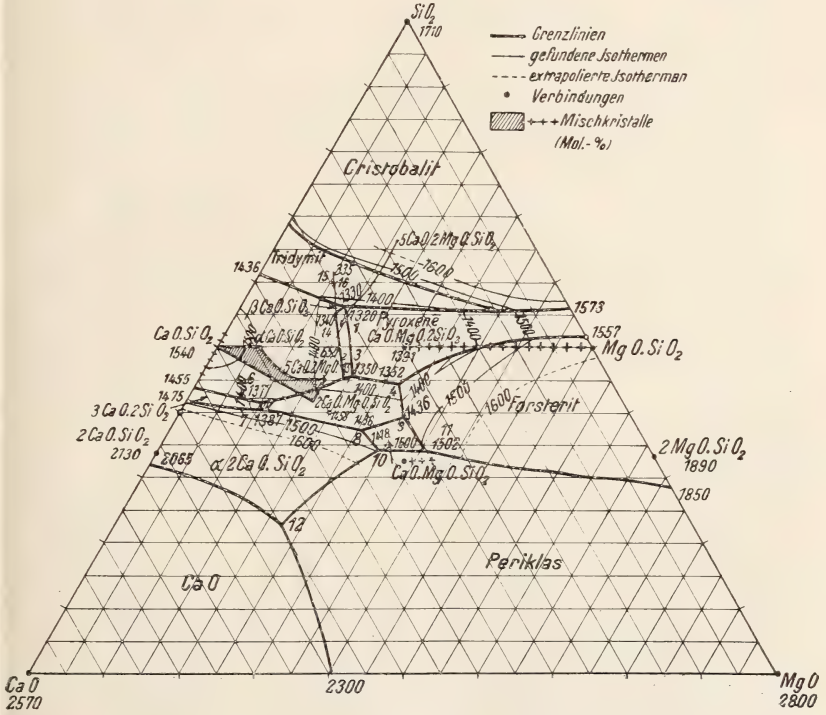


Fig. 1.

Mischkristalle der Verbindung $5CaO . 2MgO . 6SiO_2$ sind bei ihren Schmelzpunkten nicht beständig. Das starke Ansteigen der Zersetzungstemperaturen der Mischungen in der Nähe dieser Verbindung führte zur Entdeckung dieser Kristallart; ihr inkongruenter Schmelzpunkt liegt wohl bei $1365 \pm 5°$ C.

Diopsid bildet mit Forsterit, SiO_2 und Pseudowollastonit keine festen Lösungen, auch nicht mit $2CaO . MgO . 2SiO_2$, ist aber vollständig mit Klinoenstatit mischbar.

Monticellit nimmt Forsterit in fester Lösung auf, und zwar bis zur Konzentration von 10 % $2MgO . SiO_2$ (bei 32,0 CaO; 28,8 MgO; 39,2 SiO_2). Der Zersetzungspunkt des reinen Monticellits läßt sich durch einfache Ab-

Tabelle I.

Zusammensetzung	Kristallsystem	Kristalltracht	Spaltbarkeit	Optische Orientierung	α	β	γ	Opt. Char.	Achsenwinkel	Bemerkungen
CaO	2 Modifikationen, beide regulär	Würfel, in ternären Schmelzen rundl. Körner	Vollkommen nach {100}				1,84			Schmelzpunkt 2570° C
MgO, Periklas	regulär	Oktaeder, Kubooktaeder, Skelette, rundl. Körner	Vollkommen nach {100}				1,737			2800° C
SiO_2 als α-Cristobalit	regulär	Oktaeder, Würfel								1710° ± 10° C
β-Cristobalit	tetragonal	Körner			1,484		1,487			
α-Tridymit	hexagonal	dünne Blättchen			1,469		1,473			Umwandlungspunkt in α-Cristobalit: 1470° ± 10°
α-CaO . SiO_2, Pseudowollastonit	pseudohexagonal	oft polysynthetisch verzwill. Körner			1,610	1,611	1,654	+	oft beinahe einachsig	kleine Auslöschungsschiefe
β-CaO . SiO_2, Wollastonit	monoklin	leistenförmig	// Längsrichtung nach (100)	$b = \beta$; $\sphericalangle c : \alpha = +32°$	1,616	1,629	1,631	—	2 E ca. 70°	A.E. ⊥ Spaltrissen

$3CaO \cdot 2SiO_2$	wahrscheinlich rhombisch	Körner			1,641	?	1,650	+	2 V groß	
α-$2CaO \cdot SiO_2$	monoklin?	prismatisch, verzwillingt			1,715	1,720	1,737	+	2 V groß	stabil bis 1420°
β-$2CaO \cdot SiO_2$	mon. oder rhombisch	selten verzwillingt			1,717		1,735	+	2 V groß	stabil bis 675°
γ-$2CaO \cdot SiO_2$	monoklin?	prismatisch			1,642	1,645	1,654	+	2 V ca. 60°	stabil unterhalb 675°
$MgO \cdot SiO_2$, Klinoenstatit	monoklin	polysynthetisch verzwillingt nach (100)		$\measuredangle c : \gamma - 22°$	1,651		1,660			A.E. $\perp$ (010)
$2MgO \cdot SiO_2$, Forsterit					1,635	1,651	1,670	+	2 V $= 85°16'$	
$CaO \cdot MgO \cdot 2SiO_2$, Diopsid				$c : \gamma = 38\frac{1}{2}°$	1,664 — 1,666	1,671 — 1,673	1,694 — 1,695	+	2 V = 59°	
$5CaO \cdot 2MgO \cdot 6SiO_2$		unregelmäßig gestreckte Körner		β // Längsrichtung	1,621	1,627	1,635	+	2 V ca. 80°	
$2CaO \cdot MgO \cdot 2SiO_2$, Åkermanit	tetragonal	stumpfe Prismen mit oft oktogonalen Querschnitten			1,631 $\pm$ 0,002		1,638 $\perp$ 0,002			
$CaO \cdot MgO \cdot SiO_2$, Monticellit		Körner			1,638 — 1,640	1,646	1,651 — 1,655	+	2 V $= 85 - 90°$	

Tabelle II.

Punkte in der Figur 1	Kristallphasen	Gewichtsprozente CaO	Gewichtsprozente MgO	Gewichtsprozente SiO_2	Temp. $\pm 5°C$	Art des Quintupelpunktes
1	Diopsid + Tridymit + 5 CaO . 2 MgO . 6 SiO_2	30,6	8,0	61,4	1320°	Eutektikum
16	Tridymit + Wollastonit-Mischkristalle + 5 CaO . 2 MgO . 6 SiO_2-Mischkristalle	nahezu wie b Punkt 15			1330	Aufsteigende Gabelung
15	Pseudowollastonit + Wollastonit-Mischkristalle + Tridymit	31,3	7,2	61,5	1335	Umwandlungspunkt
14	Pseudowollastonit + Wollastonit-Mischkristalle + 5 CaO . 2 MgO . 6 SiO_2-Mischkristalle	31,4	7,6	61,0	1340	Umwandlungspunkt
13	Pseudowollastonit + 5 CaO . 2 MgO . 6 SiO_2 + 2 CaO . MgO . 2 SiO_2	36,7	12,3	51,0	1365	Absteigende Gabelung
3	5 CaO . 2 MgO . 6 SiO_2-Mischkristalle + Diopsid + 2 CaO . MgO . 2 SiO_2	36,0	12,6	51,4	1350	Eutektikum
4	2 CaO . MgO . 2 SiO_2 + Forsterit + Diopsid	29,8	20,2	50,0	1357	Eutektikum
6	Pseudowollastonit + 3 CaO . 2 SiO_2 + 2 CaO . MgO . 2 SiO_2	49,2	6,3	44,5	1377	Eutektikum
7	β-Ca_2SiO_4 + 3 CaO . 2 SiO_2 + 2 CaO . MgO . 2 SiO_2	49,5	6,2	44,3	1387	Aufsteigende Gabelung
8	α-2 CaO . SiO_2 + Monticellit-Mischkristalle + 2 CaO . MgO . 2 SiO_2	39,0	18,3	42,7	1436	Eutektikum
9	Forsterit + Monticellit-Mischkristalle + 2 CaO . MgO . 2 SiO_2	33,3	22,3	44,4	1436	Aufsteigende Gabelung
10	MgO + Monticellit-Mischkristalle + α-2 CaO . SiO_2	37,3	22,3	40,3	1498	Aufsteigende Gabelung
11	MgO + Monticellit-Mischkristalle + Forsterit	32,1	26,4	41,5	1502	Absteigende Gabelung
12	CaO + MgO + α-2 CaO . SiO_2	nicht genau bestimmt			> 1900	Eutektikum

kühlung einer Schmelze seiner Zusammensetzung nicht bestimmen. Nach Fig. 2 kristallisiert aus einer solchen Schmelze zuerst Mg O (längs M E), dann Mg O + α-2 Ca O . Si O_2 (von E bis Punkt 10). Alsdann wird Mg O

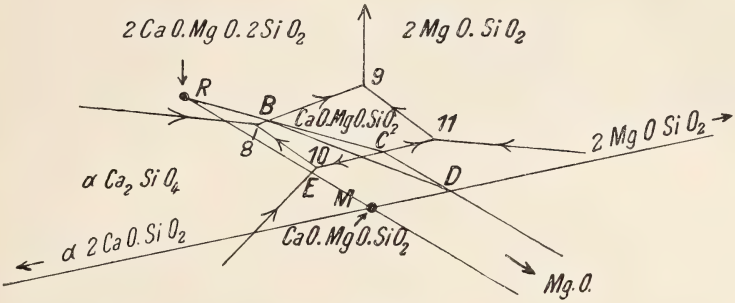


Fig. 2.

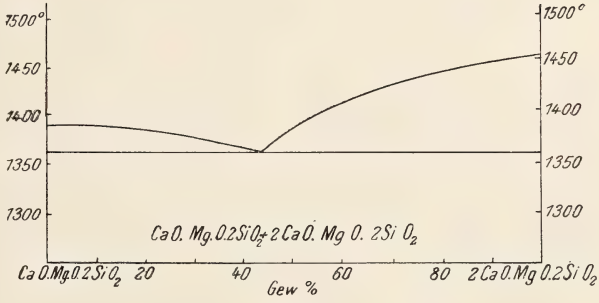


Fig. 3.

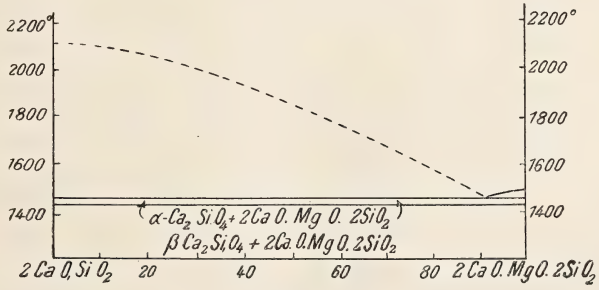


Fig. 4.

unter Bildung von α-2 Ca O . Si O_2 und eines Mischkristalls resorbiert, der eine Zusammensetzung zwischen M und D besitzt. C ist der Zersetzungspunkt der an Forsterit gesättigten Mischkristalle D; das Gebiet

B—9—11—C ist das Feld der Mischkristalle D, entsprechend B—8—10—C das der monticellitreicheren Mischkristalle M—D.

Die Verbindung $2CaO . MgO . 2SiO_2$ entspricht nahezu der von W. T. Schaller (U. S. Geol. Surv. Bull. No. 610. 1916) gegebenen Formel $8CaO . 4MgO . 9SiO_2$ für den Åkermanit. Das von Schaller beschriebene Mineral hat die Brechungsindizes $\omega = 1{,}633$ und $\varepsilon = 1{,}639$, während für den künstlichen Körper $2CaO . MgO . 2SiO_2$ gilt: $\omega = 1{,}631$; $\varepsilon = 1{,}638$. Es gelang nicht, eine der Schaller'schen Formel genau entsprechende Verbindung im vorliegenden System $CaO—MgO—SiO_2$ darzustellen.

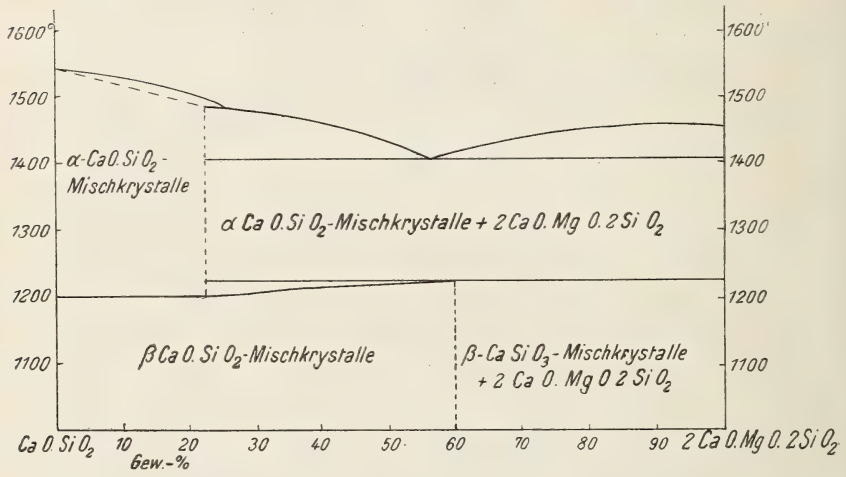


Fig. 5.

Die Umwandlung des α-Cristobalits in α-Tridymit liegt nach neueren Untersuchungen in dem vorliegenden System jedenfalls bei Temperaturen unter 1500° in guter Übereinstimmung mit dem von Fenner ursprünglich schon gegebenen Werte 1470°. Die große Trägheit der Umwandlungsreaktion verhinderte eine genauere Bestimmung. Die binären Teilsysteme $CaO . MgO . 2SiO_2—2CaO . MgO . 2SiO_2$ sowie $2CaO . MgO . 2SiO_2—2CaO . SiO_2$ werden in den Diagrammen Fig. 3 und 4 wiedergegeben. Mischkristalle treten im System $CaO . SiO_2—2CaO . MgO . 2SiO_2$ auf (s. Fig. 5). W. Eitel.

J. Ferguson und H. E. Merwin: Wollastonit ($CaO . SiO_2$) und damit verwandte Mischkristalle im ternären System Kalk—Magnesia—Siliciumdioxyd. (Am. J. Sci. (4.) 48. 1919. 165—189.)

Die Untersuchung der Mischkristalle im ternären System $CaO—MgO—SiO_2$ wird z. T. durch geringe Korngröße, vor allem aber auch

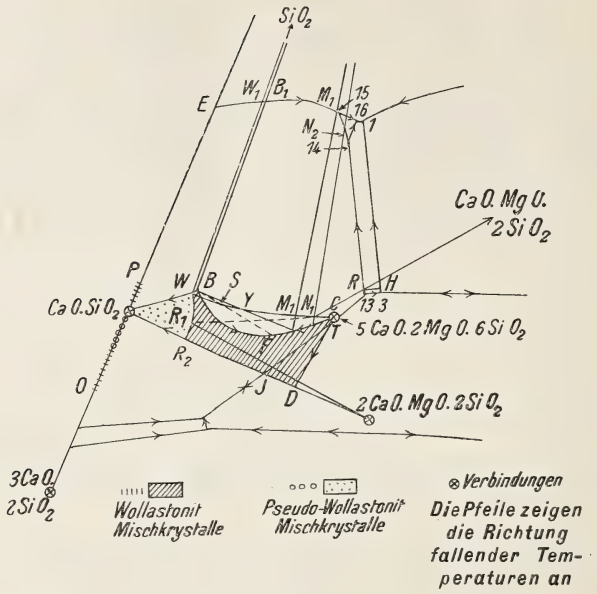
durch die optische Gleichartigkeit der einzelnen Kristallphasen sehr erschwert, endlich durch die Trägheit der Einstellung der Mehrphasengleichgewichte und das Vorkommen instabiler Phasen. Der Wollastonit nimmt 3 % SiO_2 in fester Lösung auf, Pseudowollastonit weniger als 2 %. Die Mischkristallbildung mit $3CaO \cdot 2SiO_2$ erstreckt sich beim Pseudowollastonit bis zum Gemisch mit $50\frac{1}{2}$ CaO; $49\frac{1}{2}$ SiO_2 (d. h. bis ca. 20 % $3CaO \cdot 2SiO_2$). Die Grenze der Mischkristallreihe des Wollastonits mit $3CaO \cdot 2SiO_2$ liegt bei 52,5 CaO; 47,5 SiO_2 (entsprechend 45 % $3CaO \cdot 2SiO_2$) mit einem Umwandlungspunkt bei 1170°. [Im Original ist die Konzentration wohl versehentlich zu 47,5 CaO; 52,5 SiO_2 angegeben. Ref.]

Mit Diopsid $CaO \cdot MgO \cdot 2SiO_2$ bildet Pseudowollastonit Mischkristalle bis zu 16—17 % Diopsid; Wollastonit nimmt maximal 17 % Diopsid auf; die Zersetzungstemperatur des Grenzmischkristalls liegt bei 1336 bezw. 1352°.

Im System Wollastonit—Åkermanit ($2CaO \cdot MgO \cdot 2SiO_2$) existieren Mischkristalle bis zur Konzentration 23 % Åkermanit + 77 % Pseudowollastonit (entsprechend 46,5 CaO; 3,5 MgO; 50 SiO_2) bezw. 60—70 % Åkermanit + 30—40 % Wollastonit (mit 43,5 CaO; 10 MgO; 46,5 SiO_2, entsprechend einer vielleicht (?) unbeständigen Verbindung $3CaO \cdot MgO \cdot 3SiO_2$.

Versuche, welche bezweckten, die Mischbarkeit von Wollastonit und Diopsid mit SiO_2 im ternären System zu bestimmen, ergaben eine jedenfalls nur geringe Erstreckung des Mischkristallgebietes von der Pseudowollastonit—Diopsid-Linie ins Innere des darstellenden Dreiecks hinein. Im System Wollastonit—Diopsid—Åkermanit dagegen erstrecken sich die wollastonitartigen Mischkristalle auf ein weites Feld des darstellenden Dreiecks, und es ist in Anbetracht der gesteigerten Löslichkeit des Diopsids bei niedrigeren Temperaturen eine größere Ausdehnung des Mischkristallgebietes bei solchen anzunehmen. Da die optischen Untersuchungen an den Mischkristallen infolge der großen Ähnlichkeit der einzelnen Typen in bezug auf Größe des Achsenwinkels, optischen Charakter und Habitus keine zulänglichen Kriterien ergaben, war man auf die Bestimmung der Umwandlungs-Temperaturen der Wollastonit-Mischkristalle als alleinige zweckentsprechende Methode angewiesen.

Auf der Wollastonit—Diopsid-Linie liegt ein Temperatur-Maximum der Umwandlung bei 1365°, welches auf der Verlängerung der Linie Diopsid—$5CaO \cdot 2MgO \cdot 6SiO_2$ liegt. Die letztere Verbindung ist durch die Untersuchung der Mischkristall-Umwandlungen als tatsächlich existierend nachgewiesen und bildet ihrerseits Mischkristalle mit $CaO \cdot SiO_2$ und $2CaO \cdot MgO \cdot 2SiO_2$, desgleichen mit den Mischkristallen dieser beiden Kristallarten. Die Zersetzungstemperaturen der Mischkristalle zwischen dem an Diopsid gesättigten $CaO \cdot SiO_2$-Kristall und der Verbindung $5CaO \cdot 2MgO \cdot 6SiO_2$ haben ein Minimum (bei F in Fig. 1). Wahrscheinlich existieren auch noch in beschränktem Maße ternäre Mischkristalle von $CaO \cdot SiO_2$ und $2CaO \cdot MgO \cdot 2SiO_2$ mit $3CaO \cdot 2SiO_2$ nach der Linie $CaO \cdot SiO_2$—$3CaO \cdot 2SiO_2$ zu, doch wurden darüber keine eingehenderen Untersuchungen angestellt.



Besprochen werden auch die Umwandlungs-Intervalle, deren Bestimmung mit Hilfe thermischer Methoden infolge der Reaktionsträgheit nicht möglich war. Die Umwandlungsfläche längs der Ca O . Si O_2—Ca O . Mg O . 2 Si O_2-Linie ist jedenfalls nach aufwärts konvex. Trägt man die Temperaturen des experimentell ermittelten Beginns der Umwandlungen und Zerfallsreaktionen senkrecht über dem Konzentrations-Diagramm auf, so erhält man im Verein mit den in einer früheren Mitteilung (Am. J. Sci. (4.) 48. 1919. 81—123) gegebenen Schmelztemperaturen eine übersichtliche räumliche Darstellung der gesamten Verhältnisse.

Hochinteressant sind die wertvollen Beobachtungen der Verf. über instabil auftretende Kristallarten. Ähnlich wie Fenner im System Si O_2 instabile Phasen nach der Ostwald'schen Stufenregel auftreten sah, Allen-Wright-Clement ein instabiles fasriges Magnesiummetasilikat in rasch abgekühlten Schmelzen fanden, Rankin-Wright im System Ca O—Si O_2 bei Synthese von 3 Ca O . Si O_2 aus Ca O und Si O_2 zuerst die Bildung von 2 Ca O . Si O_2 beobachtete, das dann erst in das Trisilikat sich umsetzte, Bowen endlich in Nephelin-Glas unterhalb des Umwandlungspunktes Carnegieit kristallisieren sah, so entsteht Pseudowollastonit leicht aus Ca O . Si O_2-Glas auch bei Temperaturen mehrere 100° unterhalb des Umwandlungspunktes in Wollastonit.

In den Fällen, daß eine bei niederer Temperatur beständige homogene Phase bei Temperaturerhöhung in zwei oder mehr Phasen zerfällt, beobachtet man manchmal eine oder mehrere dieser Phasen schon von vornherein in Gläsern, die unterhalb der Stabilitätsgrenze derselben kristallisierten.

Erklärungen zu nebenstehender Figur.

F ist der in Punkt 14 beständige Mischkristall, entsprechend M in P. 16, N in P. 1, T in P. 3, R_1 in P. 13, C längs der Linie H—13 beständig. H ist das Maximum der Temperatur auf Linie 1—3. Vielleicht fallen die Punkte R_1 und R_2 zusammen. Die Zersetzungspunkte von B und F sind gleich dem Schmelzpunkt in P. 14 (1340°), entsprechend von C gleich P. 13 (1365°).

Mischungen des Gebietes	liefern
A E W_1 W . . .	längs Linie E—15: Mischungen von Pseudowollastonit-Mischkristallen A W und SiO_2.
A W R_2	homogene Pseudowollastonit-Mischkristalle.
W W_1 B_1 B . . .	SiO_2 + Wollastonit-Mischkristalle B + Pseudowollastonit-Mischkristalle W; Endpunkt der Kristallisation ist P. 15.
R_2 R_1 K J . . .	längs Linie J—13: Åkermanit + Pseudowollastonit-Mischkristalle R_2 R_1.
R_1 C T K	Åkermanit + 5 Ca O . 2 Mg O . 6 SiO_2 + Pseudowollastonit-Mischkristalle R_1, Endpunkt P. 13.
R_1 W C	längs Linie 14—13: Gemenge von Mischkristallen R_1 W + 5 Ca O . 2 Mg O . 6 SiO_2-Mischkristallen C F; die Verbindungslinien der darstellenden Punkte der zwei Arten von Mischkristallen sind Tangenten an die Kurve W C und bedecken das Gebiet R_1 W C.
W B S	Pseudowollastonit-Mischkristalle W + Wollastonit-Mischkristalle B + Mischkristalle F. Endpunkt der Kristallisation ist P. 14.
B S Y	längs 14—16: Wollastonit-Mischkristalle B + Mischkristalle F—M.
B B_1 M_2 M_1 Y . .	Wollastonit-Mischkristalle B + Mischkristalle M + SiO_2; Endpunkt ist P. 16.
M_1 M_2—15—N_2 N_1	längs 16—1: SiO_2 + Mischkristalle M N.
N_1 N_2—14—R . .	SiO_2 + Diopsid + Mischkristall N; Endpunkt ist P. 1.
N_1 R—13—TC . .	längs 1—3: Diopsid + 5 Ca O . 2 Mg O . 6 SiO_2-Mischkristalle.

So findet sich Pseudowollastonit in ternären Mischungen, welche reine Mischkristalle von Wollastonit oder von 5 Ca O . 2 Mg O . 6 SiO_2 darstellen sollten. Binäre Gemenge der annähernden Zusammensetzung 3 Ca O . 2 SiO_2 enthalten etwas 2 Ca O . SiO_2, und an Stelle der reinen Verbindung Ca O . Mg O . SiO_2 (Monticellit) erhält man immer nur Gemenge von 2 Ca O . SiO_2 und Monticellit-Mischkristallen. **W. Eitel.**

N. L. Bowen: Die Natron-Kali-Nepheline. (Am. J. Sci. (4.) **43**. 1917. 115—132.)

Die reinen Komponenten des Systems $NaAlSiO_4$—$KAlSiO_4$ werden als die Hauptbestandteile der Mineralien Nephelin und Kaliophilit aufgefaßt.

Ein Glas der Zusammensetzung $NaAlSiO_4$ kristallisiert bei Temperaturen unterhalb von $1248 \pm 5°$ C zum hexagonalen Nephelin, bei höheren Temperaturen zum vermutlich triklinen Carnegieit, der bei 1526° schmilzt (s. Am. J. Sci. (4.) **33**. 1912. 551).

Die kalihaltige Komponente schmilzt erst bei so hoher Temperatur, daß eine Verflüchtigung des Kalis beim Sintern bereits stattfindet. Verf. erhielt ein Glas der Zusammensetzung $KAlSiO_4$ durch Sintern bei niedrigen Wärmegraden und darauffolgende schnelle Erhitzung im Iridiumofen. Es entglast zu einer dem Kaliophilit ähnlichen Kristallart, welche hexagonale Symmetrie besitzt, negativen optischen Charakter hat, $\varepsilon = 1{,}527 \pm 0{,}002$; $\omega = 1{,}532 \pm 0{,}002$. Prisma und Basis herrschen als Formen vor, gelegentlich ist auch eine Pyramidenfläche schwach entwickelt. Bei 1300° erhält man gute Kristalle, wenn Kaliumwolframat als Flußmittel verwendet wird. Kleine Kristalle von Kaliophilit stellte Morey auf hydrothermalem Wege dar (Journ. Am. Chem. Soc. **36**. 1914. 217).

Analyse (Bowen) des künstlichen Kaliophilit:

SiO_2	38,0	Theorie 38,07
Al_2O_3	32,0	32,21
K_2O	29,8	29,72
H_2O	0,12	—
Sa. . .	99,9	100,00

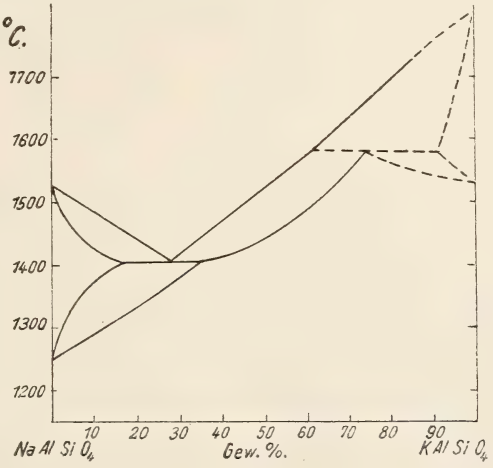
Will man das Glas $KAlSiO_4$ bei 800° mit Kaliumwolframat als Flußmittel kristallisieren lassen, so erhält man fast nur Leucit; demgegenüber entglast es bei 1300° völlig zu Kaliophilit.

In den im Iridiumofen hoch erhitzten Proben fand sich noch eine zweite rhombische polysynthetisch verzwillingte Modifikation des $KAlSiO_4$, welche hexagonale Querschnitte mit sechsfacher Felderteilung im polarisierten Lichte zeigt, gelegentlich auch lamellare Vielllinge vom Aussehen der Albitzwillinge. Kristalle dieser Modifikation erhält man auch nach der Methode von Duboine (Bull. soc. fr. min. **15**. 1892. 191) durch Zusammenschmelzen von Kieselsäure, Tonerde und Fluorkalium über dem Bunsenbrenner. $\gamma = 1{,}536$; $\alpha = 1{,}528$; $2V = 39 \pm 3°$, optischer Charakter negativ. Das so erhaltene Produkt enthält noch 5—7 % der Verbindung $K_2Al_2SiO_6$ ($n = 1{,}540$, isotrope Oktaeder). Glas der Zusammensetzung $KAlSiO_4$ hat den Brechungsindex $n_D = 1{,}508 \pm 0{,}002$.

Gemische der Komponenten $KAlSiO_4$ und $NaAlSiO_4$ ließen sich bis 40 % Gehalt an der ersteren durch Sintern in der üblichen Weise leicht herstellen. Bei höheren Gehalten an Kalinephelin ließ sich ein geringer Alkaliverlust durch Verdampfung nicht vermeiden. In den nach der Abschreckungsmethode erhaltenen Präparaten lassen sich die ausgeschiedenen Kristallarten nicht ohne weiteres mikroskopisch identifizieren, da beide

Nephelinarten in Form und Eigenschaften fast übereinstimmen. Besonders schwierig ist insbesondere auch das Auffinden der Carnegieit-Kristalle im Glase, welche leicht übersehen werden können. Das in beistehender Figur wiedergegebene Zustandsdiagramm wurde durch Bestimmung derjenigen Temperaturen festgelegt, bei denen eine Änderung der auftretenden Phasen bei den verschiedenen Gemischen beobachtet werden konnte. Das Auftreten der ersten Spuren von Glas läßt sich mikroskopisch nur schwer feststellen, wohl aber makroskopisch an dem Durchscheinendwerden der vorher undurchsichtigen gesinterten Proben. Die Temperatur, bei der diese Erscheinung eintritt, wurde als Temperatur der beginnenden Schmelzung betrachtet.

Der Kalinephelin bildet mit Carnegieit ein Eutektikum, mit Nephelin ist er aber in festem Zustande unbeschränkt mischbar. Die Umwandlungs-



temperatur des Nephelins wird durch Beimischung des Kaliophilits erhöht, und zwar bei einem Gehalt von 35 % $KAlSiO_4$ um mehr als 150°. Bei 35 % $KAlSiO_4$ schließt sich an die Umwandlungskurve im Zustandsdiagramm eine fortwährend ansteigende Schmelzkurve an. Wahrscheinlich ist bei sehr kalireichen Gemischen eine Mischungslücke noch vorhanden, welche durch das Auftreten der rhombischen Modifikation verursacht wird.

Diese Ergebnisse scheinen den natürlichen Vorkommen entgegenzustehen, da man nur Nephelin-Mischkristalle bis zu einem Gehalt von 32 % $KAlSiO_4$ kennt, andererseits Kaliophilite mit maximal 10 % $NaAlSiO_4$. Indessen könnten nur Paragenesen von kaligesättigten Nephelinkristallen neben natrongesättigten Kaliophiliten die Unrichtigkeit der oben dargelegten Mischungsverhältnisse, die bis zu einem Gehalt von 70 % $KAlSiO_4$ feststehen dürften, beweisen. Daß man keinen Nephelin mit mehr als 32 % $KAlSiO_4$ bis jetzt fand, führt Verf. auf die Seltenheit einer entsprechend intensiven Zufuhr an Kali zurück.

Besonders interessant ist die Beziehung zwischen hexagonalem und rhombischem $KAlSiO_4$, welch letzteres bereits Lemberg (cf. Weyberg, Centralbl. f. Min. etc. 1908. 401) dargestellt hat. Der Kaliophilit ist die bei niederer Temperatur beständige (β-)Phase, der Umwandlungspunkt liegt etwa bei 1540°. Ähnlich wie im System SiO_2 auch bei niedereren Temperaturen die α-Phase bei synthetischen Versuchen auftrat (cf. N. Fenner, Am. J. Sci. (4.) **36**. 1913. 339), so läßt sich auch die rhombische Modifikation des $KAlSiO_4$ weit unterhalb 1540° darstellen. Durch die Beimengung des Natronnephelins wird die Umwandlungstemperatur erhöht, d. h. die β-Phase des $KAlSiO_4$ nimmt mehr vom Natron-Molekül auf als die α-Kristallart.

Betreffs der Zusammensetzung natürlichen Nephelins ist man über den SiO_2-Überschuß noch nicht im klaren. Clarke nimmt an, daß $NaAlSi_3O_8$ alsdann in fester Lösung sich befinde, ebenso Schaller und Bowen. Thugutt schreibt dem Nephelin eine komplizierte Zusammensetzung $8Na_2Al_2Si_3O_{10}.4Na_2Al_2O_4.3K_2Al_2Si_2O_{10}$ zu und führt jede Abweichung auf mitanalysierte Zersetzungsprodukte zurück. Demgegenüber ist zu bedenken, daß auch bei den reinsten synthetischen Nephelinpräparaten diese Abweichungen sich finden. Außerdem sprechen die künstlichen und natürlichen Mischkristalle (cf. Pseudonepheline) gegen die Annahme Thugutt's einer bestimmten Formel. Am wahrscheinlichsten ist doch die Annahme einer isomorphen Mischbarkeit des Nephelins mit Albit, nimmt er doch auch Kalk in fester Lösung auf, der den mit ihm so häufig paragenetisch verknüpften Plagioklasen entstammt. Für die Zusammensetzung des natürlichen Nephelins sind also die Moleküle $NaAlSiO_4$, $KAlSiO_4$, $NaAlSi_3O_8$ und $CaAl_2Si_2O_8$ bestimmend; in kleinerem Umfange ersetzt auch H_2O die Alkalien. An 9 ausgesuchten Analysen zeigt Bowen, daß bei hohem Albitgehalt nur wenig Anorthitmolekül im Nephelin enthalten zu sein pflegt und umgekehrt.

Der merkwürdige verzwillingte Nephelin vom Etinde (W-Afrika), den Esch (SitzBer. Berl. Akad. **18**. 1901. 400) beschrieb, dürfte mit der rhombischen kalireichen Form übereinstimmen (Esch vermutete allerdings trikline Syngonie). Verf. hatte früher (Am. J. Sci. (4.) **33**. 1912. 572) geglaubt, dieser Nephelin Esch's sei natürlicher Carnegieit, was jetzt als unrichtig erwiesen sein dürfte.

Komplexe Mischkristallarten wie Glimmer, Pyroxene und Amphibole sowie auch der Nephelin vereinfachen den Kristallisationsverlauf eines Magmas dadurch, daß sie viele von dessen Komponenten aufnehmen. Insbesondere hat Verf. schon früher nahegelegt, die Nephelinsyenite als nahe verwandt mit glimmerführenden subalkalinen Gesteinen, den Biotitgraniten, zu betrachten, seien sie doch ein an flüchtigen Bestandteilen reiches Residuum der granitischen Magmen. Aus vorliegender Arbeit geht hervor, daß gerade das im Glimmer auftretende Molekül $KAlSiO_4$ dem Nephelin sich ebenfalls beimischt. Ferner ist das Vorkommen von durchschnittlich über 10 % Plagioklas-Molekülen im Nephelin für das Verständnis des Chemismus der Ijolithe und Nephelinite von Bedeutung,

zumal die Nephelinite gewöhnlich mit plagioklasführenden Gesteinen vergesellschaftet zu sein pflegen.

Als Fixpunkt des geologischen Thermometers ist die Umwandlungstemperatur des Nephelins (1248°) nicht verwendbar, da die ihm beigemengten Stoffe dieselbe stark erhöhen. Das Fehlen eines natürlichen Carnegieits mag indessen als Anzeichen dafür betrachtet werden, daß der Nephelin sich aus den Magmen bei Temperaturen unterhalb 1325—1350° ausgeschieden hat. Das von Esch beobachtete Auftreten einer pseudohexagonalen verzwillingten Form darf nicht als Beweis für Kristallisation bei sehr hoher Temperatur gelten. W. Eitel.

Duparc, Louis: Contribution à l'analyse des silicates naturels. (Bull. soc. fr. min. **42**. 1919. 138—241)

Einzelne Mineralien.

G. Flink: Trigonit und Dixenit, zwei neue Mineralien von Långbanshyttan. (Geol. Fören. Förh. **42**. 1920. 436—452.)

Trigonit. Das Mineral kommt nur in Kristallen, angewachsen auf Spaltflächen von mit Hausmannit imprägniertem Dolomit zusammen mit ged. Blei und ein paar noch nicht untersuchten Mineralien vor, von welchen wenigstens das eine ein Bleisilikat sein dürfte. Die Kristalle erreichen eine Länge von $\frac{1}{2}$ cm. Sie sind in der Regel in hypoparalleler Orientierung zusammengewachsen. Sie gehören zur domatischen Klasse des monoklinen Systemes. Aus den Fundamentalwinkeln $101 : 001 = 56^{\circ}\,01'$, $10\bar{1} : 001 = 58^{\circ}\,08'$ und $110 : 010 = 42^{\circ}\,58'$ wird das Achsenverhältnis:

$$a : b : c = 1{,}0739 : 1 : 1{,}6590;\ \beta = 91^{\circ}\,31'$$

berechnet. Folgende Formen sind beobachtet:

a (100) b ($\bar{1}00$) c (001) d (00$\bar{1}$) e (010) p (101) q ($\bar{1}0\bar{1}$) r (10$\bar{1}$) s ($\bar{1}01$) f (011) g (012) h (014) i (01$\bar{1}$) m (110) k ($\bar{1}10$) l (210) n (111) o (11$\bar{1}$).

Der Habitus der Kristalle wurde gewöhnlich durch die Kombination e (010) c (001) r (10$\bar{1}$) q ($\bar{1}0\bar{1}$) bestimmt, wodurch die Kristalle dreiseitigen Prismen ähneln. (Daher der Name Trigonit.)

Sehr ausgeprägte Spaltbarkeit // (010). Weniger ausgeprägte Spaltbarkeit // (101). Härte 2—3.

Farbe gelb in verschiedenen Nuancen, von blaß schwefelgelb bis braun. Durchscheinend bis durchsichtig. In 010 bildet eine Auslöchungsrichtung $44\frac{3}{4}^{\circ}$ mit der c-Achse im stumpfen Winkel β. Die Brechungsindizes wurden von Dr. N. Alsén mit Mischungen von Schwefel und Selen bestimmt. $\gamma = 2{,}16 \pm 0{,}02$, $\alpha = 2{,}08 \pm 0{,}02$. $\gamma - \alpha$ (in 010) $\sim 0{,}06$. — Dichte = 8,28.

Die chemische Untersuchung (von Dr. R. Mauzelius) ergab:

	I.	II.	III.	Mittel	
As_2O_3	28,95	28,72	—	28,83	0,146
PbO	63,43	63,38	—	63,40	0,284
CaO	—	0,23	—	0,23	0,004
FeO	—	0,15	—	0,15	0,002
MnO	—	6,79	—	6,79	0,095
MgO	—	0,11	—	0,11	0,003
H_2O	—	—	0,81	0,81	0,045
Nicht gelöst . . .	—	0,13	—	0,13	—
				100,45	

Das Mineral löst sich leicht in verdünnter Salpetersäure. Enthält Spuren von Cl. Schmilzt leicht zu einer dunkelroten Flüssigkeit, welche Wasser abgibt. Daß dreiwertiges As vorliegt, ergibt sich aus der Leichtigkeit, mit welcher das Arsenik von H_2S gefällt wird, sowie aus der Analysensumme. Außerdem wurde dreiwertiges Arsen im Rückstand nach der Wasserbestimmung direkt nachgewiesen.

Werden CaO mit PbO und FeO sowie MgO mit MnO zusammengeführt, so erhält man:

$$As_2O_3 : PbO : MnO : H_2O = 3{,}00 : 5{,}94 : 2{,}06 : 0{,}93$$

oder

$$6\,PbO \,.\, 2\,MnO \,.\, H_2O \,.\, 3\,As_2O_3 = Pb_3\,Mn\,H\,(AsO_3)_3.$$

Dixenit. Das Mineral kommt auf Stufen von Skarn-imprägniertem Hämatit oder von Erz-imprägniertem Dolomit zusammen mit Baryt und einem grasgrünen, unbekannten Mineral vor. Frei ausgebildete Kristalle wurden nicht wahrgenommen, sondern nur Lamellen, die in einem Falle hexagonalen Umriß zeigten. Röntgenogramme zeigen hexagonale oder rhomboedrische Symmetrie mit der Achse senkrecht zu den Blättern (G. Aminoff).

Härte 3—4. Glimmerähnliche Spaltbarkeit. Die Blätter sind spröde. Farbe glutrot. Optisch einachsig positiv. Kein Pleochroismus. Mittlerer Brechungsindex, mit Hilfe von Lösungen von As_2S_3 in Methylenjodid von Dr. N. Alsén bestimmt, ergab 1,96 $\pm$ 0,02. — Dichte = 4,20.

Die Analyse (Dr. R. Mauzelius) ergab:

As_2O_3	30,55	0,154
P_2O_5	0,09	0,001
SiO_2	8,66	0,144
CuO	3,38	0,042
FeO	4,54	0,063
MnO	48,94	0,689
MgO	0,50	0,012
CaO	0,28	0,005
H_2O	3,38	0,188
	100,32	

Das Mineral löst sich leicht in HCl, während ein Teil der Kieselsäure abgeschieden wird. Beim Lösen in HNO_3 entwickelt sich ein rotbraunes Gas. Läßt man die Phosphorsäure außer acht und führt MgO, CaO und FeO zusammen, so erhält man:

$As_2O_3 : SiO_2 : CuO : FeO : MnO : H_2O = 4{,}0 : 3{,}7 : 1{,}1 : 2{,}1 : 18{,}1 : 4{,}9$,

woraus man die Formel $(HOMn)_{10}Mn_8CuFe_2(SiO_4)_4(AsO_3)_8$ erhält.

Eine einfachere Deutung ist: $(HOMn)_2Mn_3SiO_3(AsO_3)_2$, welche folgende Übereinstimmung zeigt:

	Gefunden	Berechnet
As_2O_3	30,5	31,4
SiO_2	8,7	9,6
$5MnO$	57,4	56,2
H_2O	3,4	2,8
	100,0	100,0

Der Name ist von $\delta\iota$ = zwei und $\xi\acute{\varepsilon}\nu o\varsigma$ = Fremder hergeleitet.

Aminoff.

Per Geijer: The cerium minerals of Bastnäs at Riddarhyttan. (Sveriges Geol. Undersökning. Ser. C. No. 304. 5—24.)

Das Vorkommen von Cerium-Mineralien bei Bastnäs ist wahrscheinlich die größte primäre Konzentration von Cerium-Metallen, die man kennt. Im Gegensatz zu anderen Konzentrationen von seltenen Erdarten ist sie nicht an Pegmatit gebunden.

Verf. gibt eine Übersicht von dem, was zuvor von den genannten Cerium-Mineralien bekannt ist, teilt einige neue optische Bestimmungen mit und beschreibt ein neues Mineral (Törnebohmit).

Folgende Mineralien kommen in der Assoziation vor (die mit * versehenen sind vom Verf. selbst angetroffen, die anderen aus der Literatur zitiert): Gold; *Bismuthinit; *Molybdenit; *Kupferkies; *Linneit; *Quarz; ?Cuprit; *Magnetit; *Fluocerit. Dieses Mineral ist für Bastnäs neu, kommt in 0,2 bis 1,5 mm großen Körnern in dem Ceriterz vor. *Bastnäsit: Als Mittel von Bestimmungen an 4 Prismen wurde erhalten: $\omega = 1{,}7225$, $\varepsilon' = 1{,}8242$, $\varepsilon' - \omega = 0{,}1017$ (ε' wahrscheinlich nicht sehr von ε verschieden); *Lanthanit; *Malachit; *Aktinolith. Optisch negativ; $c : c = 17\frac{1}{2}°$; größter Brechungsindex 1,624—1,629 (Immersionsmethode); *Orthit. Prüfung auf Radioaktivität ergab negatives Resultat. *Cerit. Doppelbrechung sehr niedrig (0,002). Brechungsindizes hohe. Eine (nicht exakte) Bestimmung nach der Prismamethode ergab 1,81 (Na-Licht). Sehr schwach pleochroitisch in licht rosa Farben. Prüfung auf Radioaktivität mit dem Elditroskop ergab $<$ 0,0005 Uranium-Einheiten. *Törnebohmit. Neues Mineral. Licht olivengrün. Härte 4,5. Keine regelmäßige Spaltbarkeit. Brechungsvermögen ungefähr wie Cerit. Doppelbrechung viel höher, $\gamma - \alpha = 0{,}028$—$0{,}030$, $\beta - \alpha \sim 0{,}001$. Zweiachsig, $2E = 49°$. (Wenn $\beta = 1{,}81$ angenommen wird, berechnet man $2V = 26°30'$.)

Dispersion stark $v > \varrho$. Optisch $+$. Absorption: $\mathfrak{a}$ = licht rosa bis grünlich gelb, $\mathfrak{b}$ = bläulich grün, $\mathfrak{c}$ = licht rosa, $\mathfrak{b} > \mathfrak{a} = \mathfrak{c}$. Auffallend ist die bedeutende Differenz in der Absorption in den beiden Richtungen $\mathfrak{a}$ und $\mathfrak{b}$, wo die Brechungsindizes sehr wenig voneinander verschieden sind. Das Mineral bildet keine Kristalle, zeigt in einigen Dünnschliffen orientierte lamellare Zusammenwachsung mit Orthit. Dichte 4,94. Die Analyse wurde von Dr. R. Mauzelius gemacht:

SiO_2	22,05	0,367
Ce_2O_3	27,52	0,084
$(La, Di)_2O_3$	34,85	0,106
Al_2O_3	8,55	0,084
FeO	1,91	0,027
MnO	0,05	0,001
MgO	0,49	0,012
CaO	0,23	0,004
F_2	0,29	0,007
Glühverlust . . .	1,70	0,094
Kupferkies	0,96	
Molybdenit . . .	n. best.	
Unlöslich	0,95	
	99,55	

Wird RO als R_2O_3 berechnet, so erhält man:

$$SiO_2 : R_2O_3 : H_2O = 0{,}367 : 0{,}289 : 0{,}101 = 4 : 3{,}15 : 1{,}10$$

oder

$$SiO_2 : R_2O_3 : 2\overset{III}{R}O \,.\, OH = 4 : 2{,}05 : 1{,}10 = R_2(ROH)(SiO_4)_2.$$

Das Mineral gehört also zur Andalusit-Topas-Gruppe.

Es ist in chemischer wie auch in physikalischer Hinsicht eine unverkennbare Ähnlichkeit mit Cerit vorhanden und Verf. diskutiert die Möglichkeit, daß Törnebohmit eine primäre, nicht umgewandelte Form von Cerit sei, welche seinerseits ein Hydratationsprodukt wäre. Intermediäre Stadien in Doppelbrechung zwischen den beiden Mineralien kommen jedoch nicht vor und die Doppelbrechung von Cerit variiert nicht. Der in der Assoziation auftretende Orthit ist auch ganz frisch. Schließlich spricht die lamellare Verwachsung mit Orthit und die Tatsache, daß Törnebohmit etwas jünger als Cerit ist, gegen eine solche Annahme und Verf. ist der Meinung, daß eine selbständige Mineralspezies vorliegt. Dieselbe wurde nach dem schwedischen Geologen A. E. Törnebohm benannt.

?Biotit; *Talk, Asphalt.

Betreffs der Paragenesis macht Verf. folgende Beobachtungen: Malachit, Asphalt und Lanthanit sind sekundär gebildet. Die primären Mineralien bilden drei paragenetische Typen, nämlich das Ceriterz, die Orthitadern und das Aktinolithgestein. Das Ceriterz besteht aus einem feinkörnigen Aggregat von Cerit, mit Bastnäsit und gewöhnlich etwas Törnebohmit und Orthit. Der seltene Fluocerit gehört auch zu dieser

Assoziation. Das Ceriterz ist von den Orthitadern durchsetzt. Diese sind jünger als der Cerit und sind Substitutionsadern. Mit dem Orthit zusammen kommen Sulfide, Bastnäsit und Talk vor. Bastnäsit im allgemeinen jünger als Orthit, Bismuthinit praktisch gleichzeitig mit Bastnäsit gebildet. Die auf den Halden vorkommende Assoziation von Orthit und Aktinolith (mit wenig Kupferkies) ist nicht scharf abgegrenzt gegen die Ceriterze mit Orthit auf der einen und dem aktinolithführenden Magnetit auf der anderen Hand.

Die Cerium-Lagerstätten bei Bastnäs sind gebildet durch Prozesse von derselben Natur, die bei der Bildung eines typischen Kontaktes wirksam sind: metasomatische Substitutionen von Kalkstein bei hoher Temperatur durch wahrscheinlich gasförmige Verbindungen. **Aminoff.**

J. Schetelig: Högbomit i norsk jernmalm. (Norsk Geol. Tidskr. 4. 249—253. 1918.)

Das von A. Gavelin beschriebene neue Mineral Högbomit (ref. dies. Jahrb. 1920. -129-) wurde vom Verf. im korundführenden Eisenerz (Magnetitkorundit) von Rödsand in Söndmöre, Westnorwegen, und auch in einigen Erzproben aus Westnorwegen ohne nähere Fundangabe gefunden. Vermutlich ist der Högbomit in den westnorwegischen Eisenerzen ein ziemlich verbreitetes Mineral. Er wurde nur zusammen mit dem Korund angetroffen. **Pentti Eskola.**

Otto M. Reis: Einzelheiten über Bau und Entstehung von Enhydros, Calcitachat und Achat. I. und II. Teil. (Sonderabdruck aus den Geognost. Jahresh. 1916/17 und 1918. XXIX, XXX. 81—298; XXXI. 1—92. Mit 54 Abb. und 6 Tafeln. München 1920.)

„Da die in einer Anzahl von Schriften zur Achatbildung herangezogene Diffusionstheorie beansprucht, in sehr vielen, auch praktisch wichtigen Gegenständen der Mineralanreicherung in Gesteinen, ausschlaggebende Erklärungen zu liefern, schien es nötig, näher auf die jüngste Achattheorie einzugehen und Tatsachen im einzelnen zu behandeln, welche bisher wenig berücksichtigt, bezw. nicht bekannt waren. — Die mitgeteilten Tatsachen lassen die Wagschale nicht auf die Seite der Pigment-Diffusionstheorie sinken."

Bei einer Besprechung des betreffenden Achatbuchs des einen der Ref. wurde vermißt, daß darin die Enhydros nicht behandelt sind. Deshalb wird das außerordentlich gut ausgestattete, aber schwer lesbare Werk mit einer Besprechung der Enhydros begonnen. „Wir sehen in dieser Art Erfüllung der Eruptivgesteinsblasen nichts, was irgendwie mit Pigment-Diffusionen zusammenhängen könnte. Dagegen liegen deutlichere Appositionskennzeichen vor. — Beim Enhydros äußert sich gegenüber den übrigen Achaten ein langsamer und mangelhafter Nachschub von SiO_2-Lösung, welche außerdem in mehreren Hauptabsätzen geschieht, während welcher Zeit sich die Kristallisations- und Ausfällungsbedingungen auch durch äußere

Ursachen erheblich geändert haben müssen." „Aus dem Bau des Enhydrosanteils beim Enhydros geht unzweifelhaft hervor, daß der innere Hohlraum mit dem Luft- und Flüssigkeitsinhalt keine später entstandene Schrumpfungshöhlung in der Kieselsäuregallerte sein kann, sondern ein fortbestehender Teil der ursprünglichen Blasenhöhlung ist, welche zuerst gas- und später lösungsführend ist, deren jüngste Absätze aber immer auf der Innenseite der älteren nach dem Mittelraum zu erfolgen[1]."

„Calcitachat ist ein Achat mit deutlicher Feinbänderung und allen übrigen Anzeichen echten Achatwachstums, der aber nur zu 20% aus Kieselsäure, im übrigen aus Calcit besteht. — Er ist bis jetzt in einem Mittellager der Effusivdecke Gangelsberg—Thalböckelheim in wenigen Stücken gefunden worden." — „Die mögliche Entstehung des Calcitachats könnte darin gesehen werden, daß, während sonst in die erste äußerste Achathülle Carbonatlösung eindringt und in von der Kieselsäure getrennten Kristallen im Falle rascherer Ansaugung nach innen auswächst und später sonst nur Kieselsäure als Nachschub vordringt, beim Calcitachat letztere irgendwie im Rückstand bleibt und auch in späteren Stadien reichlich Carbonatlösung eindringt."

Es wird hier die Möglichkeit der Beteiligung von Kalkcarbonat in kolloider Lösung erörtert: „Nach Neuberg (1907) entsteht Kalkgallerte in Lösungen von Ca O in Methylalkohol, Holzgeist durch Einleiten von CO_2, welches Kolloid mit einer Reihe organischer Solvenzien (Benzol etc.) mischbar wird. Nun finden sich gerade in basischen Gesteinen als Produkte der Diagenese und Metamorphose Petroleum und Asphalt, sowie in Lava Kohlehydrate; es wäre denkbar, daß verwandte Vorgänge hier die Entstehung von gallertigem Kalkcarbonat beförderten."

Beim Calcitachat sind drei Bildungsperioden zu unterscheiden: Erst traten zahllose isolierte Kristallkeime von sog. „Feinchalcedon" auf; dann erschien ein Hydrosol von $CaCO_3$, aus welchem Vaterit entstand, dessen radialstrahliger Bau sich in der Anordnung der Feinchalcedon-Flitterchen noch bemerkbar machen kann — das $\pm$ konstante Mischungsverhältnis von Kieselsäure und Kalk bleibt unerklärt —; endlich erfolgte, vielleicht unter Hinzutritt weiterer Kalklösung, Umkristallisation zu Calcit.

Es kommen auch vor: Calcitachate mit Kieselooiden und Silikateinschlüssen oder solche mit Tütenstruktur. „Es ist die Entstehung letzterer Strukturmerkmale nicht an diffusionsartige Pigmenteinwanderung gebunden, sondern an bänderungsartige Auskristallisationen in viskosen Medien, wie z. B. auch an die Bildung von Frostkristallisationen in Gelatinelösung[2]."

Auch in der nun folgenden Fülle der interessanten Einzelbeschreibungen der Struktur verschiedener „Vollachate" (Chalcedonachate) gibt es einige

---

[1] In einer Enhydrostheorie des Ref. (vgl. Centralbl. f. Min. etc. 1912, 193) wurden weder Diffusionsvorgänge, noch eine präexistierende Gallerte oder eine Schrumpfung derselben angenommen.

[2] Also rhythmische Kristallisation. Diese ist in physikalisch-chemischer Hinsicht der rhythmischen Fällung wesensgleich. Denn auch hier handelt es sich um Uebersättigungsvorgänge. Ref.

Stellen, welche einen Einblick tun lassen in das, was Verf. darzustellen beabsichtigte. So sagt er von deren Pigment: „Es befindet sich auslaugbar zwischen den Fasern, umhüllt und verkittet diese in Tropfen- etc. Form. Es ist nur kein Pigment vorgekommen, von dem man sagen könnte, es stecke in dem Faserkörper der Kieselsäureausscheidung drinnen, die Achat-Kieselsäureauskristallisation habe es als älteres Element gleichsam einverleibt. Die Pigmentbildung ist überwiegend jünger als die Faser- und Schichtfugenbildung; ihre Streifenordnung ist wohl abhängig von der Durchlässigkeit der Faserung und der Konzentration des Eisenoxydgels. Es handelt sich um eine Eisenoxyddurchsinterung — —."

Wie „Durchsinterungen" mit Eisenoxyd werden auch solche mit Kieselsäurelösung angenommen. Ist der erste Kieselsäureabsatz sehr dicht, so ist es möglich, daß wohl noch Carbonatlösung durchdringt, nicht aber mehr kolloide oder hochgradig konzentrierte (echte) Kieselsäurelösung. Dies wird als „osmotische Wirkung" bezeichnet.

Die Generationen der untersuchten deutschen Achate folgen recht gesetzmäßig auf einander: 1. Gemisch von Seladonit, Delessit und Calcit, darauf eine eisenoxydreiche Schicht und schließlich ± reiner Chalcedon, alles zusammengefaßt als erste Generation. 2. Die zweite Generation beginnt mit „Zwischencalcit", dann der eigentliche „Achat No. 2", auf den eventuell Calcitachat folgen kann. 3. Die bekannten Restfüllungen von Quarz.

Für mehrfache Unterbrechung des Füllungsvorganges der ursprünglich gashaltigen Drusenräume werden eine ganze Reihe von Gründen angeführt, z. B. die Bildung traubiger bezw. geperlter Schichtgrenzen als freier Oberflächen, ferner Diskordanzen der Achatschichtung, namentlich des Achat No. 2.

Die Unterschiede der Ausbildungsweise der einzelnen Generationen sollen auf Zustandsänderungen im Muttergestein (Abkühlung, Druck auflastender Neuergüsse) beruhen.

Die Form der Drusen verrät noch das ursprüngliche plastische Verhalten des Muttergesteins: Die Unterseite (stratigraphisch genommen) der Drusen ist in der Regel flacher als die Oberseite. Dabei ist die endgültige Drusenform oft erst zu einer Zeit erreicht worden, als die Drusenwände schon durch die ersten Füllmassen ausgekleidet waren, welche bei den nachträglichen Deformationen oft zerbrochen sind. Die horizontalen, über dem Boden mancher Drusen lagernden Achatschichten erscheinen dem Verf. als „hydrostatische Ausgleichungsflächen", da sie bei im Anstehenden benachbarten Drusen einander parallel liegen und durch Körnerlagen, also einer Art von Sedimentation, kleinster Quarze ausgezeichnet sind. Klimatische Bedingungen werden für die Entstehung dieser selteneren Art von Drusenfüllung mit in Betracht gezogen.

Was die Mineralnatur des Füllmaterials betrifft, so schließt Verf. aus verschiedenen Beobachtungen, daß in den einzelnen Generationen entweder Opal oder Chalcedon als feste Phase auftrat, aber keine Umwandlung von Opal in Chalcedon stattgefunden hat. Wohl wurden Opalkörnchen von Chalcedon umwachsen, und gelegentlich hat auch sekundärer Opal die Zwischenräume zwischen Chalcedonfäserchen erfüllt, wo diese locker aggregiert waren. (Beim Enhydros wurde auch der Fall

beobachtet, daß Quarz und Chalcedon einer und derselben Generation angehören.) Die sog. Anfangssphärolithe (gestaltlich Halbsphärolithe) gelten als Ausdruck besonders hoher Viskosität der Lösung.

Auf dem Opalgehalt der Chalcedonfasern beruht nach üblicher Annahme die bekannte mikroskopisch feinste Bänderungserscheinung der Achate, die Verf. als „Feinstriefung“ = „Zusammenziehung des Opalbestandes zu Zonen innerhalb der Fasern“ beschreibt. Dagegen wird eine andere Art von Bänderung in einer schwer verständlichen, von der üblichen abweichenden Weise erklärt, nämlich die Zickzackbänder, die durch gleichen Polarisationston zwischen ⊥ Nicols bedingt sind und sonst auf gleichsinnige und ± gleichmäßig vorschreitende Drillung aller Chalcedonfasern einer Generation zurückgeführt wird. Zu dieser älteren Erklärungsweise paßt übrigens die neue Beobachtung des Verf.'s, daß diese „Runzelschichtung“ oder „Überbänderung“ (wie er sie nennt) auf Bruchflächen ein Relief hervorruft, der sich offenbar mit wechselnder Orientierung Kohäsionsunterschiede des Fasergefüges bemerkbar machen. Die Verschmelzung der anfänglichen feinstkörnigen Chalcedonkriställchen zu Fasern, Faserbüscheln und Büschelpaketen wird unter Annahme nachträglichen radialen Lösungsdurchzuges erklärt.

Die Annahme eines Opalgehaltes im Chalcedon wird durch Untersuchungen über die Wasserabgabe des erhitzten Chalcedonpulvers (Entwässerungskurven) gestützt. Der Wassergehalt des Chalcedons kann nur zum kleineren Teil hygroskopisch sein, da zwischen 380 und 450° viermal soviel (? konstitutiv gebundenes) Wasser entweicht als bei tieferen Temperaturen. Ein optisch hohen Opalgehalt verratender Chalcedon gab besonders viel Wasser ab. Selbst der oben erwähnte Feinchalcedon ist wasserhaltig.

Zum Vergleich mit der Achatbildung werden die diagenetischen Verkieselungserscheinungen herangezogen, welche zu den sog. Hornsteinen geführt haben. Auch hier sind mehrere Generationen der Kieselausscheidungen erkennbar, die ersten Opalausflockungen in Fossilhohlräumen, als Restfüllungen auch hier häufig Quarz. Mit der Kieselsäure-Einwanderung geht Abwanderung des Kalkes aus dem ursprünglichen Sediment parallel.

Die Ausführungen über die stalaktitenähnlichen Gebilde seien in wörtlichen Auszügen wiedergegeben: „Es ist hervorzuheben, daß die Stalaktoiden (solche mit Achsenkanal und ohne) hauptsächlich von einer als Bodenfläche zu bezeichnenden flachen Seite nach oben wachsen. Es ist aber auch zugleich das Umgekehrte beobachtet.“ In einem anderen Fall handelt es sich um „einen wesentlich richtigen Carbonatstalaktiten, dessen Formen durch das Chalcedonwachstum überrindet wurden. Es gibt aber auch Achsenkanal-Stalaktoiden, welche von oben nach unten gerichtet sind; noch häufiger solche, in welchen diese Bildungen von der Seite nach unten vorrücken. Die Ursache des dendritischen Auswachsens muß also im Innern der Blase bezw. gelegentlicher Gangkluftzerreißung gelegen sein; es kann nicht, wie bei der Annahme von Gergens und Liesegang hinsichtlich der Bildungsweise der Silikatgewächse lediglich der Auftrieb mitbestimmend gewesen sein.“

Nach der aus 181 Paragraphen bestehenden Zusammenfassung „rückt die Achatbänderung aus der Begriffssphäre einer Vorentstehung durch

Diffusionserscheinungen in einer im wesentlichen flüssigen Masse in die Sphäre der sich festigenden Kristallisationsentstehung eines faserigen Minerals, wodurch die ganze Tendenz unserer Anschauungen gekennzeichnet ist". R. E. Liesegang, W. Wetzel.

G. Cesáro: Periclasia artificiale. Genesi probabile della periclasia del Somma. (Riv. min. crist. Ital. 48. 1917. 80—81.)

Magnesiumchlorid zur Rotglut erhitzt, bildet sich in kristallisiertes MgO um. Wahrscheinlich haben in den kalk- und magnesiumhaltigen Auswürflingen des Mte. Somma HCl enthaltende Dämpfe die Bildung von $MgCl_2$ bewirkt, das sich alsdann durch Wärmewirkung in MgO umgewandelt hat. Millosevich.

F. Stella Starrabba: Nefelina di Parco Chigi (Ariccia) nei Monti Albani. (Riv. min. crist. Ital. 48. 1917.)

Der Nephelin entstammt einem metamorphen Auswürfling von folgender Zusammensetzung: vorwiegende Biotitblättchen, die 3—5 mm breit und in der Richtung der Kante $(\bar{1}11):(001)$ bis zur Länge von 15—20 mm gestreckt sind, mit sehr kleinem Achsenwinkel; dazwischen kristalliner Sanidin, kleine Biotitlamellen, Augit und Hornblende. Die Biotittafeln enthalten mitunter so viele Sanidineinschlüsse, daß eine poikolitische Struktur entsteht. Miarolitische Hohlräume mit Kristallisationen obiger Mineralien sind häufig; dazu kommen außerdem sehr klare, farblose Kriställchen von Nephelin und honiggelbe Titanite, die ausschließlich dem Biotit und Sanidin, jedoch niemals dem Nephelin aufsitzen.

Der Nephelin ist gewöhnlich prismatisch, seltener tafelig nach der Basis ausgebildet. Die gewöhnlichen Kombinationen sind: $\{10\bar{1}0\}$, $\{11\bar{2}0\}$, $\{10\bar{1}1\}$, $\{0001\}$ und $\{10\bar{1}0\}$, $\{11\bar{2}0\}$, $\{10\bar{1}1\}$, $\{20\bar{2}1\}$, $\{0001\}$. Vielleicht tritt auch $\{10\bar{1}2\}$ auf. Spez. Gew. 2,65. Mittels des Voigt'schen Monochromators wurden am $\{10\bar{1}0\}$ folgende Brechungsindizes bestimmt:

Fraunhofer'sche Linie	$\lambda =$	$\omega =$	$\varepsilon =$	$\omega - \varepsilon$
A	760	1,5366	1,5332	0,0034
$A_{95}a$	721	1,5375	1,5341	34
B	687	1,5383	1,5349	34
C	656	1,5392	1,5357	35
$C_{50}D$	623	1,5403	1,5369	34
D	589	1,5417	1,5382	35
Tl	535	1,5443	1,5408	35
E	527	1,5448	1,5411	37
F	486	1,5480	1,5443	37
G	431	1,554	1,550	—
$G_{60}H$	410	1,556	1,552	—

Für die Analyse stand nur wenig, aber sehr reines Material zur Verfügung. Cl und Mn wurden in geringen Mengen qualitativ nachgewiesen. P_2O_5 und MoO_3, welch letzteres in einigen Sodalithen vorkommt, konnten nicht aufgefunden werden. Besondere Sorgfalt wurde der Bestimmung der SiO_2 zugewandt. Die Analyse ergab:

SiO_2	42,57	0,706	—	—	2,12
Al_2O_3	33,58	0,329	0,333	—	1
Fe_2O_3	0,68	0,004			
CaO	2,15	0,038	0,040	0,335	1,01
MgO	0,06	0,002			
Na_2O	14,48	0,234	0,295		
K_2O	5,73	0,061			
Cl	merkl. Sp.	—			
SO_3	0,29	0,004			
H_2O+	0,15	—			
	99,69				

Nach Zambonini's Auffassung[1] bestehen die Nepheline aus einer festen Lösung von $(Ca\,Mg)\,Al_2Si_2O_8$ und $K_2Al_2Si_2O_8$ in wechselnden Verhältnissen und einem „Residuum", das einer Verbindung von Na_2O, Al_2O_3 und SiO_2 von jeweils wechselnder Zusammensetzung entspricht, die den bisherigen Analysen zufolge zwischen $Na_2Al_2Si_2O_8$ und $Na_2Al_2Si_3O_{10}$ zu liegen scheint. Außerdem lassen verschiedene Analysen auf die Beimischung eines Silikates Na_2SiO_3 schließen.

Unter a sind im nachstehenden die Molekularzahlen für das „Residuum" des Nephelins von Parco Chigi, unter b und c entsprechend die zweier anderer, von Zambonini (App. alla Min. vesuv. p. 27) mitgeteilter Nephelinanalysen (Monte Somma) angegeben.

	a	b	c
Na_2O	0,234	0,274	0,272
Al_2O_3	0,232	0,256	0,271
SiO_2	0,504	0,633	0,770

Die Zusammensetzung des „Residuums" $Na_2Al_2Si_xO_y$ entspricht für a und c etwa $Na_2Al_2Si_2O_8 - Na_2Al_2Si_3O_{10}$ und dieses ist vielleicht eine feste Lösung dieser beiden Silikate. Im übrigen besteht der Nephelin a aus $Na_2Al_2Si_xO_y + 0{,}25\,K_2Al_2Si_2O_8 + 0{,}17\,(Ca\,Mg)\,Al_2Si_2O_8$, c aus $Na_2Al_2Si_xO_y + 0{,}16\,K_2Al_2Si_2O_8 + 0.06\,(Ca\,Mg)\,Al_2Si_2O_8$[2]. In b müßte auch Na_2SiO_3 enthalten sein (vgl. hierzu Uhlig, dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXV. 734).

In optischer Beziehung hat Zambonini am Vesuv zweierlei Nepheline unterschieden: bei den einen ist $\omega_{Na} = 1{,}537-1{,}538$, $\varepsilon_{Na} = 1{,}534$, bei den

[1] Osservazioni sulla composizione chimica di alcuni minerali. (Rend. Acc. sc. Napoli. **16**. Serie 2 a. 1914.) Dies. Jahrb. 1916. I. -152-.

[2] Im Original steht irrtümlich 0,6.

andern $\omega_{Na} = 1{,}542$, $\varepsilon_{Na} = 1{,}538$. a gehört der zweiten Art, b und c der ersten Art an. Es wird für möglich gehalten, daß das verschiedene Verhalten durch den Unterschied im Gehalt an $(Ca\,Mg)\,Al_2Si_2O_8$ bedingt sei.

Bergeat.

F. Zambonini: Leucite pseudomorfa di nefelite di Parco Chigi, presso Ariccia, nei Monti Albani. (Atti Acc. sc. Torino. **53**. 1918. 445—450.)

Die Pseudomorphosen fanden sich in einem Block, der aus wechselnden Mengen von kristallinen, bis 5 mm messenden Leucitkörnern, aus Sanidin Nephelin, dunkelbraunem Granat, nebst wenig Augit und Hornblende bestand. Der an Einschlüssen arme Leucit zeigt ausgezeichnet die polysynthetische Struktur mit Doppelbrechung; der im Schliff braune Granat tritt teilweise in glänzenden Kriställchen {110} {211} auf. In kleinen Hohlräumen kommen braune Granate der gleichen Kombination, nach {010} tafelige bis 7—8 mm große Sanidine, Leucite und gelegentlich fast farblose oder grünliche Hauyne und sehr selten auch Hornblendekriställchen vor. Dazu kommen bis zu 6 mm große, weiße Pseudomorphosen, deren Muttermineral sich häufig nicht mehr bestimmen läßt; in kleinen Hohlräumen sieht man darin klare farblose Kristallneubildungen. In den meisten Fällen aber handelt es sich deutlich um nur oberflächlich umgewandelte Kristalle von Nephelin mit {0001} {10$\bar{1}$0} {10$\bar{1}$1}, wie das die optische und chemische Untersuchung und die Bestimmung des spezifischen Gewichts am unveränderten Kern ergibt. Die pseudomorphe Kruste besteht aus Leucit, der zum größeren Teil in winzigen {211} mit der Zwillingsstreifung ausgebildet ist. Neben ihm sind auch winzige Täfelchen von Sanidin an der Umwandlung des Nephelins beteiligt. Die den Pseudomorphosen gelegentlich aufsitzenden Granatkriställchen sind dagegen nach der Umwandlung gebildet.

Zu den verschiedenen anderen Umwandlungsprodukten des Nephelins tritt damit zum erstenmal auch der Leucit, während der umgekehrte Vorgang, nämlich die Pseudomorphosenbildung von Nephelin nach Leucit schon seit einiger Zeit bekannt ist. Verf. erklärt erstere damit, daß bei erhöhter Temperatur Kalisilikatlösung auf den Nephelin eingewirkt habe. (Über den Nephelin von hier siehe Starraba, vorhergehendes Referat.)

Bergeat.

F. Millosevich: Studi su minerali del Lazio. La melilite degli inclusi nel peperino. (Rend. Acc. Lincei Roma. **30**. 1921. 80—84.)

Melilithkristalle (Humboldtilith) in Auswürflingen des Peperino vom Albanergebirge. Das Mineral wird begleitet von Pyroxen, Leucit, Hauyn, gelbem Granat. Formen: (001) (100) (310) (111) (201). Aus dem

Winkel (001) (111) = 32° 50½′ errechnet man a : c = 1 : 0,45643. Spez. Gew. 2,929 bei 15°. Brechungsindizes: $\omega_{Na} = 1{,}633$, $\varepsilon_{Na} = 1{,}629$, $\omega - \varepsilon = 0{,}004$.

Analysen: SiO_2 41,07, Al_2O_3 10,47, Fe_2O_3 3,80, CaO 33,92, MgO 6,02, Na_2O 3,25, K_2O 1,04; Sa. 99,57.

Betrachtet man Melilith und Gehlenit als isomorphe Mischungen von Åkermanit $4MgO . 8CaO . 9SiO_2$, Velardenit $2CaO . Al_2O_3 . SiO_2$, Sarkolith $3CaO . Al_2O_3 . 3SiO_2$ und Natriumsarkolith $3Na_2O . Al_2O_3 . 3SiO_2$, so dürfte der Melilith der Einschlüsse im Peperino folgendermaßen zusammengesetzt sein: 48,5 Åkerm., 15,0 Velard., 27,5 Sark., 9,0 Natr.-Sark.

Bei passender Achsenwahl tritt der Isomorphismus zwischen Melilith, Sarkolith, Gehlenit, Åkermanit deutlich in die Erscheinung.

Millosevich.

Béla Mauritz: Über den Cancrinit von Ditró. (Mathem. u. Naturw. Ber. aus Ungarn. **30**. 3. Heft. 178—190. Teubner 1915.)

Der Cancrinit bildet einen Bestandteil des bekannten Eläolithsyenits von Ditró und ist schon früher von G. Tschermak und A. Koch analysiert worden. Erneute Analyse eines rosafarbenen Cancrinits durch den Verf. hat folgende Werte (I.) ergeben; dazu unter II. die Molekularprozente.

	I.	II.
SiO_2	34,34	33,60
Al_2O_3	29,62	17,12
CaO	5,23	5,51
MnO	0,29	0,24
Na_2O	19,83	18,87
K_2O	0,35	0,22
CO_2	5,59	7,51
H_2O	5,16	16,93
Sa.	100,41	100,00

Von den andern bisher bekannten Cancrinitanalysen unterscheidet sich diese durch den geringeren Wert für Kieselsäure und den höheren Wert für Wasser; es wird die empirische Formel errechnet:

$H_4(Na_2, K_2, Ca, Mn)_3 Al_4 Si_4 O_{21} C$, mit Mol.-%:

$H_4 Mn_3 Al_4 Si_4 O_{21} C$	0,98
$H_4 Ca_3 Al_4 Si_4 O_{21} C$	22,17
$H_4 K_6 Al_4 Si_4 O_{21} C$	0,88
$H_4 Na_6 Al_4 Si_4 O_{21} C$	75,97

Es wird als erwiesene Tatsache angesehen, daß der Cancrinit in diesem Gestein sekundär aus Nephelin entstanden sei (vgl. dazu dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXV. 138 u. 735). **R. Brauns.**

E. S. Larsen und **G. Steiger**: Sulphatic Cancrinite from Colorado. (Am. J. Sci. (4.) **42**. 1916. 332—334.)

Im Uncompahgrit von Beaver Creek, Gunnison Co., Col., fand Larsen ein körniges Aggregat eines Cancrinits, dessen CO_2 zur Hälfte durch SO_3 ersetzt ist. Diese Varietät ist fast farblos; Härte ca. 5; unter Aufschäumen leicht schmelzbar; leicht löslich in Säuren unter CO_2-Entwicklung und Abscheidung gelatinöser Kieselsäure in der Wärme. Dichte 2,443.

Einachsig, optischer Charakter negativ wie beim gewöhnlichen Cancrinit, Lichtbrechung und Doppelbrechung indessen wesentlich geringer als bei diesem: $\omega = 1{,}509$, $\varepsilon = 1{,}500$, $\omega - \varepsilon = 0{,}009$ in diesem Sulfatcancrinit, und $\omega = 1{,}522$, $\varepsilon = 1{,}527$, $\varepsilon - \omega = 0{,}005$ in Natrodavyn. Undeutliche Spaltbarkeit parallel den Prismenflächen. Einschlüsse und negative Kristalle parallel der c-Achse angeordnet. Analyse (G. Steiger):

	Sulfatcancrinit	Durchschnitt durch drei[1] Analysen von Cancrinit	Cancrinit von Litchfield, Maine
SiO_2	33,70	37,31	36,19
Al_2O_3	29,40	28,22	29,24
CaO	4,18	5,18	4,72
Na_2O	18,52	16,88	19,20
K_2O	1,45	1,74	0,14
H_2O	4,96[2]	4,53	4,15
TiO_2	0,07	—	—
CO_2	3,18	5,89	6,11
SO_3	4,65	—	—
SrO	0,08	—	—
Summe	100,19	99,75	99,75

Vermutlich liegt demnach ein Mineral vor, welches einen Mischkristall des reinen Cancrinits und eines für sich noch unbekannten Sulfatcancrinits darstellt (vgl. dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXV. 740).

W. Eitel.

E. S. Larsen: Der optische Charakter des Sulfatcancrinits. (Am. J. Sci. (4.) **43**. 1917. 420.)

Berichtigung einer irrtümlichen Angabe in der Arbeit über die Mineralien der Cancrinitgruppe (vorhergehendes Referat); Cancrinit und Sulfatcancrinit sind optisch negativ, Natrodavyn positiv. **W. Eitel.**

---

[1] Davon eine von Ditró, zwei von Brevik.
[2] Davon 0,72 % H_2O unterhalb 100° abgegeben.

Minerallagerstätten.

B. Granigg: Zur Anwendung metallographischer Methoden auf die mikroskopische Untersuchung von Erzlagerstätten. V. Über einige Mikrostrukturen von Erzen der „Kieslager". (Metall und Erz. 1916. **13**. 169—177.)

Es werden Anschliffuntersuchungen von Erzen der „Kieslager" mitgeteilt, soweit sie sich auf die mikroskopischen Kennzeichen der häufigsten Erze und ihrer Verwachsungsstrukturen beziehen. Genetische Betrachtungen und Dünnschliffstudien werden noch nicht gebracht.

Pyrit: Kenntlich in den Anschliffen an seiner hellgelben Farbe, großen Härte, geringen Polierfähigkeit und Widerstandsfähigkeit gegenüber dem Einfluß chemischer Agenzien. Struktur ist bei homogenen Aggregaten eine Pflasterstruktur, bei heterogenen oft eine „Porphyrstruktur". Fast immer sind die Pyritkristalle bei Gegenwart anderer Erze „deformiert", teils chemisch, teils mechanisch. Es entstehen Breccienstrukturen, Mörtelkranzstrukturen und „Pyritknollen". Bemerkenswert ist, daß Kupferkies häufig an den Ausspitzungen des Pyrits zu finden ist: Verf. deutet dies als ein Hinwandern an Stellen geringeren Druckes. Oft entstehen dann „Fluidalstrukturen". Arsenkies ist etwas heller, meist idiomorphe rhombische Kristallschnitte oder Zwillinge bildend. Seine Idiomorphie gegen Pyrit wird als Zeichen höheren Alters aufgefaßt. Magnetit, dunkler grau, reagiert auf Salzsäuredämpfe. Stets idiomorph (Oktaeder und Spinell-Zwillinge), was ebenfalls als ein Zeichen höheren Alters dem Pyrit gegenüber aufgefaßt wird. Kupferkies: kenntlich an der gelben Farbe, guten Politurfähigkeit und geringeren Härte. Die elektrolytische Anfärbung mit Kaliumbromat, die Verf. empfiehlt, hat den Übelstand, daß sie die einzelnen Individuen eines Aggregats nicht differenziert. Kupferkies scheint stets jünger zu sein als Pyrit, Arsenkies und die Gangarten. Magnetkies steht in bezug auf Härte, Politurfähigkeit und Glanz dem Kupferkies nahe, unterscheidet sich aber von ihm durch seine „braune" Farbe [? eher cremegelb im Vergleich zum rein schwefelgelben Kupferkies. Ref.]. Durch Kaliumbromat oxydiert, aber auch nicht in einzelne Körner differenziert. Vorkommen ähnlich wie Kupferkies. Bleiglanz: weich, hell glänzend, weiß, dreieckige Aussprünge. Jüngeres Erz auf Kieslagern. Zinkblende: lichter grau als Magnetit, unempfindlich gegen Reagentien. Jünger als Pyrit, aber älter als Bleiglanz. — Der Arbeit sind 36 Mikrophotographien im auffallenden Licht beigegeben, darunter 6 Autochromaufnahmen. Fundpunkte: Agordo, Sulitjelma, Röros, Tangendorf (Tirol), Fragant (Kärnten), Prettau (Tirol), Lamnitztal (Kärnten), Tessenberg (Tirol), Walchen (Steiermark). — Die Arbeit ist ein wertvoller Beitrag zu der Kenntnis der Beschaffenheit der vielumstrittenen Kieslager. Sie ist ermöglicht worden durch Anwendung der Mikroskopie im auffallenden Licht, bei deren Anwendung auf Erze in Europa der Verf. bahnbrechend gewirkt hat. [Ref. möchte aber zwei Bedenken nicht verhehlen: einmal ist die strukturelle Unterscheidung

zwischen „chemisch und mechanisch deformiertem" Pyrit, wie Verf. sagt, oder zwischen aktiven Verdrängungen und passiven Ausfüllungen von tektonisch bezw. dynamometamorph entstandenen Pyrit-Breccien nicht scharf durchgeführt. Es sind keine Erkennungsmerkmale für die eine oder andere Struktur gegeben, trotzdem beide sich oft täuschend ähnlich werden könnten. Zum zweiten nimmt Verf. an, daß auch bei den Erzen der Kieslager wie in den Eruptivgesteinen der Grad des Idiomorphismus das Alter bestimmt. Ref. hat in einer Arbeit (Metall und Erz. 1922. p. 21 d. S.-A.) auf das Irrige dieser Übertragung schon für hydrothermale Lagerstätten hingewiesen und möchte dies erst recht für die Kieslager betonen, für die mindestens der Verdacht einer metamorphen Bildung oder Umbildung auch der Erze vorliegt. Man wird also oft nicht mit idiomorphen, sondern mit idioblastischem Pyrit, Arsenkies etc. zu rechnen haben, wodurch dann natürlich die Altersfolge ganz umgestoßen wird. Auch hierfür sind noch Kriterien auszuarbeiten. Beide Bedenken erklären sich freilich aus dem Versuch des Verf.'s, sich mit der neuen Methodik nun gleich an die schwierigste Lagerstättengruppe zu wagen, in der mehrere Vorgänge übereinandergelagert sind. Erst wenn für einfacher gebaute hydrothermale Lagerstätten die Kriterien der Verdrängungsstruktur, Breccienstruktur etc. ausgearbeitet sind, kann man an die Lösung der alten Frage nach der Genesis der Kieslager im metamorphen Gebirge gehen. Ref.] **H. Schneiderhöhn.**

B. Granigg: Zur Anwendung metallographischer Methoden auf die mikroskopische Untersuchung von Erzlagerstätten. VI. Über die Titanomagnetite von Smålands Taberg (Schweden). (Metall und Erz. 1920. **17**. 57—61.)

In Anschliffen, die mit verd. Salzsäure geätzt werden, zeigt sich, daß die Titanomagnetite von Smålands Taberg kein einheitliches Mineral sind: Magnetit bildet die Grundmasse, Titaneisen ist in Blättchen parallel den Oktaederflächen und Eisenspinell in Blättchen parallel den Würfelflächen des Magnetit eingelagert. Die Dicke der Blättchen schwankt zwischen 0,03 und 0,001 mm, eine mechanische Trennung durch Aufbereitung ist also unmöglich. Verf. läßt es dahingestellt, ob die geschilderten orientierten Verwachsungen sich schon bei der Erstarrung so ausgebildet haben, oder ob sie erst durch Entmischung im festen Zustand entstanden sind. Der Arbeit sind 8 Mikrophotographien beigegeben. **H. Schneiderhöhn.**

M. Henglein: Dioptas- und Planchéitlagerstätten aus der Umgegend von Guchab im Otavigebirge, Südwestafrika. (Zs. f. prakt. Geol. 1921. **29**. 53—56.)

An den Dioptaskristallen von Guchab, deren Größe zwischen 0,3 und 2,5 cm in der Richtung der c-Achse beträgt, wurden bei Annahme des Achsenverhältnisses 1 : 1,0622 folgende Formen beobachtet: a $(10\bar{1}0)$,

p (1121), d: ($\bar{1}\bar{1}22$), n: ($\bar{4}\bar{1}52$), H: ($\bar{5}272$), die bei Annahme von p als Grundrhomboeder ($10\bar{1}0$), ($10\bar{1}1$), ($\bar{1}012$), ($\bar{2}\bar{1}32$), ($31\bar{4}2$) sind. Die Kristalle sind teilweise stark monstros, kurze Prismen, große, ungleiche Rhomboeder. Doch sind die meisten Kristalle von der bei andern Fundorten bekannten Tracht. Mittel zweier Analysen: CaO 0,12, CuO 49,97, Fe_2O_3 0,24, SiO_2 37,88, H_2O 11,48; Sa. 99,69. Dichte 3,296. Es werden 6 verschiedene charakteristische Paragenesen unterschieden:

1. Am häufigsten oberflächliche Hohlraumausfüllungen, in die von obenher Kalkschlamm eingeführt wurde, der erhärtete. Die Grundmasse ist bald sandig-kalkig, bald erdig und enthält neben Brocken von Quarz und kieseligem Dolomit breccienartig durchsichtigen bis durchscheinenden Dioptas.

2. Klüfte, die einen gelblichbraunen Dolomit durchsetzen, von 2—10 cm Breite, führen neben Dioptas Kalkspat oder Quarz. Der Kalkspat sitzt in größeren Kristallen auf den Kluftflächen auf und wird von großen Dioptaskristallen bedeckt, welche von jüngerem Calcit, eben spaltbar und stark krummflächig, überdeckt sind. Als letzte Ausfüllung der Drusenräume folgt häufig noch Malachit. Seiner genetischen Stellung nach gehört der Dioptas der Zeolithphase an.

3. In rötlich sandigem Dolomit in Klüften Dioptas, massive Trümer bildend, mit Quarz, Malachit und Calcit. Der Malachit bildet bald kleine Kristallbüschel über Dioptas in Quarz, bald füllt er die ganzen Hohlräume aus.

4. Eigentümlich ist das Vorkommen in Knollen, deren äußere Hülle krustenartiger Dioptas ist mit nach innen gerichteten Kristallspitzen. Innen ist alles mit faserigem Malachit ausgefüllt; manchmal auftretender nieriger Malachit, teilweise mit Kupferschwärze durchtränkt, ist älter als der Dioptas.

5. Eine Kalkbreccie ist mit himmelblauem Planchéit durchsetzt, der als älteste Bildung die Kalkstücke überzieht. Darüber folgen Quarz, Dioptas, Malachit und Calcit. In Gestalt kleiner Kügelchen tritt der Planchéit auch neben den dioptasführenden Klüften zwischen dem älteren nierigen Malachit und dem Dioptas auf.

6. Dioptaskristalle sitzen in Höhlungen im derben Kupferglanz, die manchmal auch Cuprit führen.

Ein weiterer Fundort für Planchéit ist Groß-Otavi, von wo Knollen stammen, die äußerlich schwärzlichbraun und glänzend wie Eisenpecherzgerölle aussehen. Beim Aufschlagen erweisen sie sich als fast reiner Planchéit, der nierig ist und bis 3 mm lange Fasern aussendet. Er ist anisotrop; der mittlere Brechungsexponent 1,678. Er weicht von dem des Shattuckit von Arizona (n = 1,782) merklich ab, so daß es sich um zwei verschiedene Kupfersilikate handelt (dies. Jahrb. 1921. I. -141-).

Es folgen Betrachtungen über den Wassergehalt der Kupfersilikate.

Die Dioptase sind jüngere Bildungen, wobei die Temperatur und Verdunstungsmöglichkeit (Klima), deren Einfluß viel stärker ist als die chemische Zusammensetzung der Lösung, eine besondere Rolle gespielt haben. Der wasserreichere Chrysokoll (bis 31 %) hat eine viel allgemeinere Verbreitung. **M. Henglein.**

K. Biehl: Beiträge zur Kenntnis der Mineralien der Erzlagerstätten von Tsumeb. Diss. Münster i. W. 1919. 58 p.

Es werden eine Anzahl von Oxydationserzen aus der Tsumeb-Mine, Deutsch-Südwestafrika, beschrieben. Die Stücke stammen aus den Sammlungen des Mineralogischen Museums der Universität Münster, von G. Seligmann-Coblenz und Fr. Krantz-Bonn.

Massikot, Plattnerit und Mennige treten als Überzüge von Cerussit und Mimetesit auf. Quarz ist selten, als jüngstes Mineral über Zinkspat oder Cerussit. Cerussit, sehr schön ausgebildet (vgl. die Spezialarbeit von H. Dübigk über den Cerussit von Tsumeb, dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXVI, 214). Zinkspat bildet nierenförmig-traubige, schalige und zellige Aggregate, meist Cu-haltig. Kalkspat ist ganz selten. Malachit, besonders häufig und typisch. Manchmal büschelige Aggregate von nadel- und haarförmigen, schlecht ausgebildeten Kristallen, dann wieder dünntafelig, traubig-nierige Aggregate. Besonders charakteristisch sind Pseudomorphosen von Malachit nach Kupferlasur. [Die eigenartigen Wachstums- und Aggregationsformen der Malachitkriställchen in diesen Pseudomorphosen werden nicht behandelt. Ref.] Kupferlasur. Meist gut ausgebildete Kristalle. Verschiedene Trachten: längsgestreckt zur b-Achse, vertikal-säulig. [Die sehr charakteristischen Unterschiede in der Paragenesis dieser und anderer in Tsumeb vorkommenden Kupferlasur-Trachten werden nicht erwähnt. Ref.] Es wurden folgende Formen beobachtet: (001) (101) ($\bar{1}01$) (100) ($\bar{1}05$) ($\bar{3}02$) ($\bar{2}01$) bei den zur b-Achse gestreckten Kristallen, und (100) (110) (023) (011) (021) (221) bei den vertikal-säuligen Kristallen. Aurichalcit, selten. Als Parauricalcit wird ein dem Aurichalcit ähnliches Mineral bezeichnet, das in seiner qualitativen Zusammensetzung mit ihm übereinstimmt, in der prozentualen Zusammensetzung seiner Bestandteile jedoch sehr verschieden ist. Verschiedene Analysen werden gegeben und auch Formeln berechnet, doch scheint es sich um eine Mischkristallreihe zu handeln, deren Endglieder Malachit und Hydrozinkit sind. Verf. bezeichnet alle diese Mineralien als „Parauricalcit", nur ein Glied glaubt er als eigenes Mineral Cuprozinkit $(Zn\,Cu)\,C\,O_3 . (Zn\,Cu)\,(H\,O)_2$ ausscheiden zu sollen. [Mit welcher Berechtigung, geht nicht klar hervor. Es scheint bei diesem Mineral sich nur um eine der zahlreichen Zwischenstufen zwischen Malachit und Hydrozinkit zu handeln, deren Ref. noch viel mehr beobachten konnte. Ref.] Brochantit, vertikal säulig begrenzt. Mimetesit, gut kristallisierte Säulchen zu Drusen und Gruppen vereinigt. Beobachtete Formen (0001) matt, ($10\bar{1}1$) glatt und glänzend, ($10\bar{1}1$), uneben und löcherig. Die Kristalle haben nach einer Analyse 2,81 % Ca O. Olivenit, vertikal säulige Kriställchen, schlecht ausgebildet, mit (110) (011). Sie enthalten 2,78 % Fe O. Etwas hellere Olivenitmassen enthalten 2—4 % Zn O. Sehr verbreitet sind basische Blei-Kupfer-Arseniate, die schon an den wechselnden Farben ihren Charakter als Mischkristalle erkennen lassen. Es werden beschrieben: Bayldonit, $(Cu\,Pb)_3\,As_2\,O_8 . (Cu\,Pb)\,(O\,H)_2 + H_2\,O$, Parabayldonit $(Pb\,Cu)_3\,As_2\,O_8\,(Pb\,Cu)\,(O\,H)_2 + \frac{1}{2}\,H_2\,O$ und ein Mineral

von der Zusammensetzung $2(PbCu)_3As_2O_8 . 3(PbCu)(OH) + aq$. Als eine weitere Spezies wird ein neues Mineral „Cuproplumbit“ beschrieben, $2[(PbCu)_3As_2O_8] . 3[(PbCu)(OH)_2]$. — [Ref. bezweifelt auf Grund eigener vorläufiger Untersuchungen des an Ort und Stelle gesammelten Materials die Selbständigkeit der angeführten Arseniate. Es sind alles Mischkristalle, deren Endglieder noch nicht bekannt sind. Manche Arten sind auch noch Gele, oder kristallin gewordene Gele, in denen gewisse Stoffe adsorbiert waren, die jetzt mechanisch beigemengt sind. Jedenfalls ist die Aufstellung von Formeln und die Schaffung neuer Mineralnamen auf Grund einer oder weniger Analysen eines so verwachsenen, bestenfalls kryptokristallinen Materials nicht angängig. Ref.] — Über die Paragenesis der beschriebenen Mineralien wird sehr wenig gesagt. Dem Ref. lagen eine Anzahl der beschriebenen Stücke vor, seine brieflichen Äußerungen darüber sind teilweise und meist ohne Zusammenhang mit den Untersuchungen des Verf.'s angeführt. **H. Schneiderhöhn.**

Meteoriten.

P. Tschirwinsky: Pallasite. Autoreferat[1] aus einer größeren russischen Arbeit, die am 24. Febr. 1919 der Donschen Universität in Rostov am Don vorgelegt wurde.

Die Hauptkomponenten der Pallasite, Nickeleisen und Olivin, erscheinen im Sinne der chemischen Zusammensetzung und der physikalischen Eigenschaften sehr gleichmäßig.

Die rationelle Klassifikation der Pallasite muß sich nur auf ihre quantitative mineralogische und chemische Zusammensetzung gründen. Die Pallasite nehmen eine Mittelstellung zwischen den Sideriten einerseits, Mesosideriten und Steinmeteoriten andererseits ein. Die Menge von Olivin in ihnen schwankt zwischen 38 und 75 Gewichtsprozenten.

Die Methoden von Delesse und Rosiwal in der vom Verf. ausgearbeiteten Modifikation erscheinen am geeignetsten, die bisher sehr dürftig bekannte quantitative Zusammensetzung zu ermitteln. In einem Durchschnittspallasit ist das Atomverhältnis zwischen den Metallen und Metalloiden nahe zu 1 : 1, und annähernd dieselbe Relation besteht zwischen den Gewichtsanteilen von Olivin und Nickeleisen.

Die Zusammensetzung der Pallasite und die Genesis der sie bildenden Elemente ist durch das Avogadro'sche Gesetz gegeben, welches seine Einwirkung von dem gasförmigen Stadium in das flüssige und bis in das feste aufrecht hält.

Die mittlere Zusammensetzung der Pallasite sowie der anderen Meteorite und der Eruptivgesteine kann man zweckmäßig durch ein Pseudoelement mit dem entsprechenden Atomgewicht symbolisieren; der Atom-

[1] Aus dem Russischen von dem Unterzeichneten übersetzt.

gewichtsgrößen solcher Pseudoelemente kann man sich zur Begründung des Avogadro'schen Gesetzes in entsprechenden Fällen bedienen.

Das Eutropiephänomen war eine von den Ursachen des Zerfalls der erkaltenden Himmelskörper in Zonen von verschiedener chemischer und mineralogischer Zusammensetzung. Die Pallasite haben auch in diesem Falle eine Zwischenstellung zwischen den Eisen- und Steinmeteoriten eingenommen. **Slavik.**

Tschirwinsky, Peter: Ein Versuch der Anwendung des Avogadro'schen Gesetzes auf irdische Gesteine und Meteoriten. Nowotscherkassk 1915.

Vogel, Rudolf: Über Zwillingsbildung in den Oberflächenschichten von Metallen infolge Kaltbearbeitung. (Zs. anorg. Ch. **117**. 271—280. 1921. — Phys. Ber. II. 1921. 1140.)

Geologie.

Petrographie.

Kristalline Gesteine.

L. Milch: Über Adinolen und Adinolschiefer des Harzes. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **69**. 349—486. 4 Taf. 4 Fig. 1918.)

Die Wiederaufnahme der Untersuchung der von K. A. Lossen, Em. Kayser und H. Rosenbusch erforschten Adinolen wurde durch zwei im Laufe der Entwicklung der Petrographie gemachte Erfahrungen veranlaßt: die Vergesellschaftung der Diabase und Keratophyre sowie die stoffliche Ähnlichkeit der Keratophyre und der Adinolen forderte eine Prüfung, ob ein Zusammenhang zwischen Adinolsubstanz und Keratophyrsubstanz besteht, und die wachsende Bedeutung, die eindringendem fremden Material vielfach für die Entstehung der kristallinen Schiefer zugeschrieben wird, erneute das Interesse für eine Gruppe, der ohne Zweifel durch Materialzuführung stark umgewandelte Gesteine angehören.

Als Einteilung der Diabaskontakthöfe wird vorgeschlagen:

I. normale Kontakte ohne stoffliche Beeinflussung: Hornfels-Kontakthöfe (Beispiel Tafelberge bei Favresmith, ehem. Oranje-Freistaat), beschrieben von E. Cohen, dies. Jahrb. Beil.-Bd. V. p. 995 ff., bes. p. 251—265. 1887),

II. stofflich beeinflußte Kontakte:

1. Adinol-Kontakthöfe, charakterisiert durch Zunahme von Na^2O und oft von SiO^2 sowie Abnahme der zweiwertigen Metalle gegenüber dem Schiefer, bestehend aus Adinolen (Albit-Quarz-Gesteine ohne nennenswerten Schieferanteil und ohne Schiefertextur) sowie stofflich zu den Schiefern hinüberführenden Gesteinen, je nach ihrer Textur Adinolhornfelse und Adinolschiefer (Beispiel die meisten Kontakte des Harzes),

2. Natronhornschiefer-Kontakthöfe, charakterisiert durch Natronzunahme ohne Abnahme der zweiwertigen Metalle, bestehend aus Natron-Hornfelsen und Natron-Hornschiefern in verschiedenen Graden der Entwicklung (Beispiel die Kontaktgebilde des oberen Ruhrtales, beschrieben von A. Schenck, dies. Jahrb. 1885. I. -402—406-).

Spilosit (und Desmosit) ist wesentlich ein textureller Begriff und bezeichnet eine Ausbildungsform, die bei verschiedenen Arten kontaktmetamorpher Beeinflussung auftreten kann. Da somit Spilosite weder geologisch noch genetisch an Adinolgesteine gebunden sein müssen, kann die Einteilung Rosenbusch's in Spilosit-Adinol-Kontakthöfe und Hornschiefer-Kontakthöfe (Physiographie II. 2. p. 1302—1311) nicht beibehalten werden.

Als Typus eines Adinol-Kontakthofes wurde ein Vorkommen vom Dornkopf (Blatt Blankenburg am Harz, Steinbruch an der Straße von Rübeland nach Hasselfelde) untersucht. Das 3 m mächtige Vorkommen liegt zwischen zwei Diabaskomplexen, die verändernde Wirkung ist vom liegenden Diabas ausgegangen. Es lassen sich 3 Zonen unterscheiden: dem liegenden Diabas zunächst beginnt die erste Zone mit einem massig erscheinenden, schmutzig graugrünen dichten Gestein vom Aussehen eines feinkörnigen Eruptivgesteines, einem Adinolhornfels, der durch hellere, mit ihm innig verbundene Abarten mit schwach ausgeprägter Schieferung zu Adinolschiefern hinüberführt. Auf eine schmale Lage eines grauen, deutlich schieferigen, aber harten Gesteins, das äußerlich weiter entfernten Gesteinen gleicht, folgt die zweite Zone, gekennzeichnet durch reichliche Führung von hellen, ganz dichten, typischen Adinolen, die teils in gebänderte Adinolen und vorgeschrittene Adinolschiefer übergehen, teils sich deutlich von dunkleren, weniger vorgeschritteneren, an Tonschiefer erinnernden Adinolschiefern abheben und wesentlich in Adern, Putzen und Nestern auftreten. Den Abschluß gegen den hangenden Diabas bildet die dritte Zone, ein mehr als 1 m mächtiges Paket von äußerlich an Tonschiefer erinnernden Adinolschiefern und gehärteten Schiefern. Ein kurzer Bericht über die Vergesellschaftung dieser verschiedenen Gesteinsarten und besonders über ihr mikroskopisches Verhalten, ihre Textur und ihre ganz allmählichen Übergänge ist wegen ihrer sehr verwickelten Verhältnisse und Beziehungen nicht möglich, es muß daher auf das Original (p. 357—398) verwiesen werden; doch soll hervorgehoben werden, daß in einem gewissen Gegensatz zu dem makroskopischen Eindruck den typischen Adinolen sowohl nach dem Mineralbestand wie nach Struktur und Textur keine ausgesprochene Sonderstellung zukommt.

Das Studium der chemischen Verhältnisse der Gesteine des Adinolkontakthofes (p. 398—417) beginnt mit der Untersuchung der Gesteine des Adinolkontakthofes vom Dornkopf; die chemische

Zusammensetzung sämtlicher den Adinolkontakt zusammensetzender Gesteine (p. 405. 406) gibt die Tabelle an. Unter XII ist ihr die Zusammensetzung eines unveränderten Tonschiefers beigefügt, der aus nächster Nähe des keinen völlig unveränderten Schiefer enthaltenden Aufschlusses, aus einer auf den hangenden Diabas folgenden Tonschiefermasse stammt und der übereinstimmend mit anderen teils neuen, teils schon veröffentlichten Analysen von Tonschiefern aus dem Harz hohen Tonerde-Überschuß, viel Eisen und beträchtliche Mengen von Magnesia, wenig Kalk und wenig Natron aufweist (p. 398—404). Während bei dem Dornkopfgestein und manchen anderen der Tonerde-Überschuß bei an sich nicht großer Menge von Al^2O^3 durch den geringen Alkali- und Kalkgehalt herbeigeführt wird, besitzen andere Harzer Tonschiefer einen hohen Gehalt an Tonerde; als Beispiel soll die Zusammensetzung des Tonschiefers vom Gitzhügel bei Hasselfelde (Anal. XIV) angeführt werden. Die Analysen sind zonenweise, nach zunehmender Entfernung von dem die Umwandlung hervorrufenden Diabas angeordnet; sie bestätigen den mikroskopischen Befund in bezug auf das Fehlen einer scharfen Grenze zwischen den Adinolen und den übrigen Gesteinsgruppen, mit denen diese durch Übergänge verbunden sind, und zeigen die auffallende Tatsache, daß die dem Diabas zunächst liegenden Adinolhornfelse der Zone I nach ihrer stofflichen Zusammensetzung dem Tonschiefer weitaus am nächsten stehen. Bei ihnen sind die allen Gliedern des Aufschlusses gemeinsamen Züge, gegenüber dem Tonschiefer beträchtlich höhere Werte für Natron und, wenn auch zu sehr ungleicher Höhe, ansteigende Mengen von SiO^2, Zurücktreten von Eisen, Magnesia, Wasser und organischer Substanz, die natürlich am stärksten bei den typischen Adinolen der Zone II hervortreten, am schwächsten entwickelt, schwächer sogar, als bei den tonschieferähnlichen Adinolschiefern der Zone III; auch mineralogisch kommen die trotz starker struktureller und textureller Umwandlung stofflich engen Beziehungen der Adinolhornfelse zu den Tonschiefern in dem beträchtlichen Chloritgehalt zum Ausdruck, den sie im Gegensatz zu den Adinolen mit den Tonschiefern teilen.

Eine Zusammenstellung von Analysen typischer Harzer Adinolen zeigt für jede von diesen eine bis in das Einzelne gehende Übereinstimmung mit der Zusammensetzung von Quarzkeratophyren, die der Literatur entnommen wurden (p. 408—411); man könnte daher etwa an eine magmatische Spaltung des Stammagmas unmittelbar vor der Intrusion denken und die Adinolen gewissermaßen als saures Salband eines gemischten, in der Hauptsache aus Diabas bestehenden Magmas deuten; auch könnte der leichtere saure Anteil der Intrusion der diabasischen Hauptmasse vorangehen und auf diese Weise das Auftreten der typischen Adinolen nicht unmittelbar am Diabaskontakt, sondern in Form unregelmäßiger Gänge und Putzen innerhalb anderer Kontaktgesteine erklärt werden. Auch die Möglichkeit, die Adinolisierung auf ein saures Ganggefolge des Diabases zurückzuführen, kann nicht unmittelbar von der Hand gewiesen werden: ein saurer Rest, der den bereits erstarrten basischen

	Zone I			Zone II				
	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
	Dunkel-grünlich-grauer Adinolhornfels	Hellgrauer Adinolhornfels	Hellgrauer Adinolhornfels	Adin.-Schiefer tonsch.-ähnl. aussehend, Grenze v. Zone I u. II	Helle Adinole	Helle Adinole mit dunkler (VII) engverbunden	Dunkle Adinole mit heller (VI) eng verbunden	Hochentw. Adinolschiefer (gebänderte Adinole)
SiO^2	64,47	67,16	70,92	60,85	79,60	80,60	76,47	70,75
TiO^2	0,70	1,16	0,50	0,57	0,15	0,09	0,27	0,16
Al^2O^3	15,77	12,74	13,06	16,27	13,78	10,21	12,58	16,79
Fe^2O^3	Sp.	1,20	4,42	1,04	0,18	1,53	0,48	0,59
FeO	4,02	4,18		5,19	0,25	Sp.	0,97	1,53
MnO	n. best.	n. best.	—	0,16	n. vorh.	n. best.	n. best.	n. best.
MgO	3,39	2,51	—	4,17	0,06	Sp.	0,14	1,26
CaO	1,43	1,94	—	1,28	0,71	0,60	0,48	0,40
Na^2O	5,93	5,26	—	6,50	5,18	6,19	5,96	7,66
K^2O	1,21	0,76	—	0,65	1,50	0,78	1,69	1,03
H^2O+	2,38	2,28	—	2,35	0,27	0,30	0,51	0,88
H^2O-	0,13	0,08	—	0,37	Sp.	n. vorh.	0,01	0,06
Gl.-V.	0,48	0,69	—	—	—	0,05	0,20	0,09
P^2O^5	n. best.	n. best.	0,14	0,12	n. vorh.	n. best.	n. best.	n. best.
SO^3			—	nicht vorh.				
*Cl			—					
CO^2	0,00	starke Sp.	—		Sp.	n. vorh.	Sp.	n. vorh.
Org. Subst. . .	n. best.	—	—	—	n. vorh.	n. vorh.	n. vorh.	—
	99,91	99,96	—	99,52	101,68	100,35	99,76	101,20

	Zone III			Außerh. der Kontaktzone	
	IX.	X.	XI.	XII.	XIV.
	Adinolschiefer	Adinolsch. tonschieferähnlich	Gehärteter Schiefer (Einlagerung)	Unveränderter Tonschiefer	Tonschiefer Gitzhügel bei Hasselfelde
SiO^2	69,51	66,26	71,93	59,50	57,67
TiO^2 . . .	0,37	—	—	0,80	1,10
Al^2O^3 . . .	15,78	—	—	13,61	20,69
Fe^2O^3 . . .	Sp.	—	—	3,55	3,94
FeO	2,40	—	—	5,96	3,83
MnO . . .	n. best.	—	—	0,16	0,43
MgO . . .	1,43	—	—	5,14	2,66
CaO	0,54	—	—	1,38	0,50
Na^2O . . .	7,68	4,43	2,22	2,13	1,21
K^2O	0,58	1,17	3,76	1,59	3,02
H^2O+ . . .	1,44	—	—	4,41	4,15
H^2O- . . .	0,01	—	—	1,36	0,59
Gl.-V. . . .	0,26	—	—	—	0,48
P^2O^5 . . .	n. best.	—	—	0,18	0,17
SO^3		—	—	n. vorh.	n. vorh.
Cl		—	—	Sp.	n. vorh.
CO^2	n. vorh.	—	—	Sp.	—
Org. Subst. .	vorh.	—	—	C 0,61	—
	100,00	—	—	100,38	100,44

Hauptteil schwammartig erfüllt, könnte durch Druck in das Nebengestein hineingequetscht worden sein. Eine derartige Spaltung oder Restbildung kann sich ebenso bei natronreichen essexitischen wie bei gewöhnlichen Diabasen einstellen; tatsächlich gelang es im Diabas vom Gitzhügel (im südöstlichen Teile des Blattes Elbingerode, nordnordwestlich von Hasselfelde und südlich vom Westende von Rübeland) hellgraue feinkörnige Schlieren aus Albit, Quarz und Hornblende bestehend aufzufinden. Zum Vergleich werden auch die Verhältnisse der Adern von „aplitic soda granite“ in den Diabasen des Cobaltdistrikts, Ontario, herangezogen (vgl. dies. Jahrb. 1913. I. -95—96-; p. 412—417).

Auch gewisse Beziehungen zwischen der Adinole und den übrigen Kontaktgesteinen des Dornkopfs (p. 417—426) legen zunächst die Herkunft der Adinole aus einem keratophyrischen Spaltungsprodukt nahe, besonders die enge Verknüpfung von Adinole und Schiefer und namentlich die makroskopisch und mikroskopisch festzustellende Durchaderung. Die mikroskopische Struktur der Adinolen könnte dann als sekundär durch Entglasung entstanden aufgefaßt werden und klastische Gemengteile sowie Tonschieferreste könnten bei dieser Annahme als Einschlüsse aus dem intrudierten Gestein gedeutet werden. Gegen

diese Annahme sprechen jedoch bei näherer Prüfung eine Reihe von Gründen: die Unmöglichkeit einer Berechnung der Zusammensetzung der Adinolschiefer nach Art von Mischgesteinen aus Schiefer und der (gegebenenfalls dem quarzkeratophyrischen Magma entsprechenden) Adinole, die, wenn man von dem grünen Adinolhornfels zunächst absieht, im günstigsten Fall zu unwahrscheinlichen Verhältnissen führt, vielfach sich aber gar nicht ausführen läßt, wenn das „Mischgestein", wie die „gebänderte Adinole" VIII oder der „Adinolschiefer" IX mehr Na^2O und mehr Al^2O^3 als die Adinole und der Tonschiefer enthalten (p. 418—422), ferner das Ergebnis der mikroskopischen Untersuchung, daß die den Schiefer verändernde Substanz nicht auf offenen Spalten, sondern offenbar auf tektonisch geschwächten Partien in den Schiefer eingedrungen ist (p. 422, 423) und schließlich eine sehr charakteristische Streifung der Adinolen selbst.

Diese bisher wenig beachtete Streifung (nicht zu verwechseln mit den vielfach beschriebenen, durch dünne Lagen und Häutchen von Tonschiefer in den Adinolen hervorgerufenen Erscheinungen) wird durch das Auftreten kleiner trüber Körnchen in parallelen Lagen sowie durch wechselnde Korngröße in Verbindung mit der größeren oder geringeren Häufigkeit der trüben Körnchen erzeugt und läßt vielfach ihre direkte Abhängigkeit von der Schieferflaser erkennen. Durch diese Streifung — und durch sie allein — ist die Entstehung auch der typischen Adinolen aus Tonschiefer einwandfrei bewiesen; diese Streifung findet sich teils schon im Handstück oder im Dünnschliff mit unbewaffnetem Auge, immer aber, nachdem man auf sie aufmerksam geworden, im Mikroskop sichtbar, bei allen Adinolen des Harzes, auch bei den hellsten, dichtesten, durchaus massig erscheinenden (Dornkopf, Gitzhügel, Allrode, Neues Gehege an der Poststraße von Wippra und Sangerhausen, Forstort Lindla südlich Elend, Sektion Elbingerode, jede durch Blättchen und Flatschen bräunlichen Biotits hervorgebracht). Die chemische Zusammensetzung dieser typischen Adinolen — sie erscheint rein quarzkeratophyrisch, ohne daß irgend ein Schieferanteil chemisch nachweisbar wäre — läßt den Vorgang der Adinolisierung mit der Pseudomorphosenbildung der Minerale vergleichen, wobei zu untersuchen ist, aus welchen Quellen die Stoffe herrühren, aus denen sich die Adinolen aufbauen, welcher Anteil dem Schiefer entstammt, welcher Anteil zugeführt ist und welche Stoffe dem Schiefer gleichzeitig entzogen sind: die Ähnlichkeit zwischen Adinolen und Quarzkeratophyren hat sich als eine Konvergenzerscheinung erwiesen.

Bei der Besprechung der Entstehungsweise der Adinolgesteine (p. 426—447) weist Verf. zunächst die für die oben erwähnten kanadischen Vorkommen von N. L. Bowen im Jahre 1910 ausgesprochene Ansicht zurück, die aus dem Diabas in das Sediment eindringenden Massen hätten das Sediment völlig verflüssigt und gleichzeitig alle nicht zum Aufbau von Albit und Quarz geeigneten Stoffe fortgeschafft; ein Teil der verflüssigten Massen sei dann in das Diabasmagma eingedrungen, habe

dort „Granophyr“putzen hervorgerufen, aus der verflüssigten Adinol-Granophyrmasse habe sich durch Differentiation ein reines Albitgestein gebildet und aus dem wasserreichen sauren Rest des „Granophyrs“ hätten sich die aus Quarz und Albit bestehenden Aplitadern gebildet, die den Granophyr und Diabas durchsetzen und somit ihrer Herkunft nach aus dem Hangenden in den Diabas eingedrungen seien. Auch in einer späteren Arbeit (dies. Jahrb. 1917. -153—157-) nimmt Bowen noch einen Stoffaustausch zwischen Granophyr und Sediment an, obwohl er jetzt den Granophyr als sauren Rest des basischen Magmas anspricht. In seinen früheren Arbeiten hatte K. A. Lossen die Adinolisierung als einen im modernen Sinne postvulkanischen Vorgang betrachtet und denkt an „direkte Neubildungen aus heißen Quellen, die auf der durch Zusammenziehen der erkaltenden Eruptivmasse erweiterten Gesteinsscheide zwischen Nebengestein und Diabas spielten, und teils auf dieser Gesteinsscheide direkte Absätze erzeugten, teils zwischen die Schichten des Nebengesteins eindringend, dasselbe imprägnierten und hierdurch seine Umwandlung stofflich beeinflußten“ dies. Jahrb. 1873. -874-); in seinen späteren Untersuchungen gelangt er zu der Annahme, daß auf eine primäre Kontaktmetamorphose eine spätere Dislokationsmetamorphose gefolgt sei und daß „Zerlegungsprodukte des Diabas selber .... auf dem Wege der Regionalmetamorphose an Stelle der ursprünglichen Substanz der unveränderten Diabas-Kontaktmetamorphose getreten“ seien (dies. Jahrb. 1888. II. -412-). Gegen die spätere Ansicht Lossen's spricht mit aller Bestimmtheit die chemische Zusammensetzung der sich aus dem Diabas durch Dynamometamorphose entwickelnden Lösungen im Vergleich mit der Zusammensetzung der Schiefer und der Adinolen, die scharfe Grenze zwischen Diabas und Adinolen, das Fehlen aller Übergangserscheinungen im Diabas und schließlich der geringe Wirkungsbereich sowie die überraschende Gleichmäßigkeit der Einwirkung bei verschiedenen und der schnelle Wechsel der Art der Beeinflussung bei dem gleichen Vorkommen, wofür die Lossen'schen Lösungen keine Erklärung darbieten.

Die am meisten verbreitete Erklärung rührt von Em. Kayser her, der aus dem im „Eruptionszustande in einem vom heißen Schmelzflusse weit entfernten, stark durchwässerten Zustand“ befindlichen Diabas „heiße, mit mannigfachen Stoffen, in unserem Falle besonders mit dem chemisch so wirksamen Natronsilikat beladene Wasser unter hohem Druck in die angrenzenden Sedimente“ eindringen läßt und auch an die Mitwirkung von Quellen denkt, deren Temperatur „gar nicht einmal ungewöhnlich hoch“ angenommen wird, „in Begleitung und als Nachspiel der Diabaseruption“, während „chemische Neubildungen sehr wahrscheinlich durch einen noch wesentlich plastischen Zustand des Sediments erleichtert“ wurden (dies. Jahrb. 1870. -495—496-).

Verf. möchte im Gegensatz zu K. A. Lossen einen noch innigeren Zusammenhang mit den magmatischen Vorgängen annehmen, für den die Zunahme der Tonerde an einigen Kontaktgebilden, die enge Begrenzung der Kontaktzone in Verbindung mit der überaus starken Veränderung einzelner Teile unmittelbar am Diabas oder in dessen Nähe

und die Beschaffenheit der unmittelbar am Diabas auftretenden, von den eigentlichen Adinolen verschiedenen Adinolhornfelszone des Dornkopfkontaktes sprechen. Die große Fluidität des Wassers bei hohen Temperaturen müßte, wenn ausschließlich überhitzte wässerige Lösung in die Schiefermasse hineingepreßt worden wäre, eine räumlich viel größere Verbreitung der Kontakterscheinungen veranlaßt haben und könnte ebensowenig den Gegensatz zwischen den typischen Adinolen und anderen Gliedern des Kontakthofes wie die Anzeichen gewaltsamen Eindringens (Störung, Aufwölbung und Fältelung der Schieferflaser) erklären, wohl aber erklären sich alle Erscheinungen durch die Annahme eines wasserreichen und hierdurch verhältnismäßig leichtflüssigen Teilmagmas, das aber von einer wässerigen Lösung noch weit entfernt ist. Dann erweist sich der grüne Adinolhornfels mit seinem hohen Gehalt an Eisen und Magnesia, seinem Ansteigen der Tonerde (3 % mehr als der unveränderte Schiefer) als ein von dem nicht übermäßig sauren albitreichen Partialmagma durchtränkter Schiefer mit verhältnismäßig geringem Stoffaustausch und entsprechend geringer Fortführung von Bestandteilen durch den wieder austretenden pyrohydatogenen Rest; dieser Vorgang des Stoffaustauschs ist schon deutlicher bei dem grauen Adinolhornfels und macht sich in sehr viel höherem Grad bei der gebänderten Adinole (VIII) und den eigentlichen Adinolschiefern (IV und IX) geltend, die aber durch die Zunahme der Tonerde zeigen, daß auch bei ihnen ein Teil des Albits den eindringenden Massen unmittelbar entstammen muß. Je mehr sich das Produkt der Metamorphose den typischen Adinolen nähert, desto mehr wird Magnesia und Eisen fortgeführt, Natron und SiO^2 zugeführt und desto mehr tritt der magmatisch gebildete Albit hinter dem aus Tonsubstanzen durch Natronzuführung entstandenen zurück, um bald ganz zu verschwinden, wie das starke Sinken der Tonerde zeigt (Anal. V, VI, VII); alle diese verschiedenen und teilweise entgegengesetzten, aber für den Diabaskontakt charakteristischen Eigenschaften klingen in den weniger veränderten Schiefern der Zone III ab. Es werden somit zwei genetisch zusammenhängende, aber doch verschieden beschaffene Wirkungen der Diabasinjektion unterschieden, eine mehr magmatische Beeinflussung durch ein saures Partialmagma von aplitischer Zusammensetzung (typisch für die Bildung des Adinolhornfels) und eine mehr pyrohydatogene Einwirkung, durch die die typischen Adinolen entstehen; beide gehen schließlich in eine hydrothermale Beeinflussung des Schiefers über, die sich durch Härtung und Spilositbildung bemerkbar macht und zu unveränderten Schiefern hinüberführt. Der Umstand, daß sich aus dem glimmerigen und tonigen Anteil des Schiefers Albit entwickelt, beweist, daß die eindringende Masse einen Überschuß von Natron, der unabhängig von Tonerde ist, enthalten haben muß[1]; wahrscheinlich hat sich

[1] Einen Natronüberschuß in dem hier angenommenen Sinne besitzen an Sodalith, Cancrinit und verwandten Mineralen reiche Gesteine; ein

der Natronüberschuß bei der Spaltung des Hauptmagmas in das basische, an Kalk und Tonerde reiche Diabasmagma und in den natronreichen sauren Anteil in diesem eingestellt.

Für diese Auffassung spricht der an einem gehärteten Schiefereinschluß an der Straße von Allrode nach Treseburg (im Tal der Luppbode an der Grenze des Blattes Hasselfelde) geführte Nachweis, daß aus dem Diabas Natron unabhängig von der Tonerde und von SiO^2 in den Schiefer eingedrungen ist. Der gehärtete, in ein Chlorit-Albitgestein umgewandelte Schiefer (Anal. XV) erweist seine Zugehörigkeit zu dem benachbarten unveränderten quarzarmen chlorit- und glimmerreichen Schiefer (Anal. XIII) durch vollständige Übereinstimmung der Textur; chemisch unterscheiden sich beide Gesteine wesentlich nur durch den Reichtum an Na^2O und das völlige Zurücktreten des K^2O im Einschluß im Vergleich zum Schiefer:

	XIII. Unveränderter Schiefer Luppbodetal	XV. Schiefereinschluß im Diabas Luppbodetal
SiO^2	57,08	53,81
TiO^2	0,89	1,03
Al^2O^3	16,62	17,76
Fe^2O^3	4,03	5,52
FeO	6,30	5,61
MnO	0,60	0,31
MgO	3,40	4,70
CaO	0,78	0,92
Na^2O	2,29	5,89
K^2O	3,51	0,15
H^2O+	3,69	3,67
H^2O-	0,49	0,29
P^2O^5	0,13	0,34
SO^3	n. vorh.	n. vorh.
Cl	Sp.	Sp.
CO^2	Sp.	Sp.
C	0,50	0,42
Sa.	100,31	100,42

Offenbar ist das im Schiefer vorhandene Kali molekular durch Natron ersetzt worden:

	Schiefer XIII.	Einschluß XV.
K^2O	0,0566	0,0016
Na^2O	0,0369	0,0950
Sa.	0,0935	0,0966

reichliches Vorkommen von Na im Magma, das bei der Verfestigung im Magma nicht festgehalten wird, beweisen Chlornatrium-Exhalationen vulkanischer Gesteine wie der weit verbreitete hohe Natriumgehalt juveniler Thermen — derartigen, in ihrer quantitativen Bedeutung vielfach stark unterschätzten Vorgängen verdankt indirekt wohl das Meerwasser einen Teil seines Natriums.

Gleichzeitig hat das aus dem erstarrenden Magma in den Schiefereinschluß eindringende Wasser eine Umkristallisation hervorgerufen und aus dem Glimmer des Schiefers mit Hilfe des zugeführten Natrons den Albit des Einschlusses aufgebaut. [Systematisch würde der Einschluß auf Grund der oben angegebenen Einteilung der Diabaskontaktgesteine zur Gruppe der Natron-Hornschiefer gehören.]

Die Frage nach den Zuführungswegen der die Adinolisierung hervorrufenden Stoffe gab zur Untersuchung der in den Kontaktgesteinen auftretenden Klüfte, Gängchen und Spältchen Veranlassung. Verhältnismäßig breite, geradlinig verlaufende Spalten erweisen sich nach Gangfüllung und nach Einschlüssen von adinolisiertem Nebengestein als zweifellos jünger als die Adinolisierung; das Gleiche gilt von unregelmäßig gestalteten Klüften und langgezogenen Räumen, die mit den Gängen vielfach in direktem Zusammenhang stehen und wesentlich von Quarz und Albit in größeren Individuen, als sie in den Adinolen auftreten, erfüllt sind. (Auf diese Klüfte beziehen sich offenbar die Angaben vom Auftreten „gröberkörniger Trümer", nach F. Zirkel sogar „gröberkörniger Primärtrümer" in der Literatur; da sie zweifellos jünger als die Adinolisierung sind, so ist der aus ihrer Zusammensetzung auf die mineralogische Zusammensetzung der Adinolen gezogene Schluß nicht gerechtfertigt.) Vereinzelt auftretende, unregelmäßig verdrückte Quarzgängchen wesentlich in den weniger stark veränderten Gesteinen, die ganz unregelmäßig durch das Gestein laufen, sind offenbar älter als die Adinolisierung; hingegen stehen nur bei gekreuzten Nicols beobachtbare dünne Streifchen, hervorgerufen durch ganz kleine Albite, die ohne scharfen Gegensatz zur Textur der Kontaktgesteine längs mehr oder weniger gerade verlaufenden Linien angeordnet sind, mit der Entstehung der Kontaktgebilde wohl in engstem Zusammenhang: auf feinen Rissen drangen hier die Stoffe, die das Schiefermaterial in Albit umwandelten, quer und unregelmäßig gegen die Texturebenen des Schiefers ein, und die gleichen Vorgänge spielten sich gleichzeitig unverhältnismäßig leichter parallel den Texturflächen ab.

Ein Vergleich der Dornkopf-Kontaktgesteine mit anderen Diabaskontakten (p. 451—476), besonders den von Em. Kayser analysierten Vorkommen, zeigt bei den Kontaktgesteinen des Mittelkopfs, einer dem Dornkopf benachbarten Höhe, für die dem Diabas zunächst liegenden Gesteine die Verhältnisse der Zone I des Dornkopfs; es sind Adinolhornfelse, während die weiter entfernten Gesteine den Charakter nicht sehr weit fortgeschrittener Adinolschiefer tragen. Hingegen erwies sich ein am Nordwestabhang des Mittelkopfs auftretendes, durchaus wie eine schwarze Adinole aussehendes Kontaktprodukt als verkieselter Schiefer, der als solcher gar nicht in die Adinolreihe gehört, wie Analyse XVI ergab: SiO^2 88,66, TiO^2 0,15, Al^2O^3 2,95, Fe^2O^3 3,41, FeO 1,18, MnO 0,14, MgO 0,81, CaO 0,48,

Na^2O 0,67, K^2O 0,79, H^2O + 1,01, H^2O — 0,07, P^2O^5 0,24, CO^2, SO^3, Cl nicht vorhanden; Sa. 100,56.

Die neuere Harzgeologie hat gelehrt, daß eine Reihe der veränderten Schiefer dem Silur angehören; die spärlichen, bisher bekannt gewordenen Analysen unveränderter Silurschiefer aus dem Harz, vermehrt durch die Untersuchung eines schwarzgrauen ebenflächigen Silurtonschiefers vom Teich nahe beim Rabenstein bei Hasselfelde (Anal. XVII) zeigen keinen durchgreifenden Unterschied gegenüber den Wissenbacher Schiefern — möglicherweise spielen unter ihnen kalireichere Gesteine nach Art des von Em. Kayser analysierten Silurtonschiefers von Allrode eine etwas größere Rolle, wofür auch einzelne stark veränderte, gleichfalls von Em. Kayser analysierte Kontaktgebilde vom Rabenstein zu sprechen scheinen. Die mikroskopische Untersuchung der sehr harten hellgrauen Adinole von Allrode ergab, daß sie überraschend viel von dem ursprünglichen Sediment übrig behalten hat; klastisch begrenzte Quarze und Feldspate, in Chlorit umgewandelte Biotitfetzen mit Rutilnädelchen und häufig noch mit dem Quarz und Feldspat verwachsen; auch größere Rutilkristalle, die Verf. entgegen den älteren Angaben in den Adinolen niemals sah, stammen offenbar aus dem den Tonschiefer aufbauenden Granit- oder Gneisdetritus. Ein anderes hellgraues Kontaktgestein vom Aussehen eines dichten quarzitischen Sandsteins läßt sehr deutlich die Zuführungswege der die Adinolisierung hervorrufenden Mineralisatoren erkennen; in diesem Gestein findet sich Anatas in steilen Pyramiden mit Vorliebe in Verbindung mit Biotitresten, aus dem es sich offenbar durch Zersetzung, unabhängig von der Adinolisierung gebildet hat.

Die Untersuchung der Kontaktgesteine vom Rabenstein bei Hasselfelde lieferte das sehr interessante Ergebnis, daß sich hier unmittelbar am Diabas Adinolen gebildet haben, während die weiter vom Diabas entfernten, schwächer veränderten Gesteine weder mikroskopisch noch chemisch die Züge der Adinolschiefer tragen, sondern als Natron-Hornschiefer bezeichnet werden müssen, da bei ihnen mit der Zuführung des Natron keine Abfuhr von Eisen und Magnesia, wahrscheinlich auch nicht von Kali verbunden war; auch SiO^2 hat nur in geringem Grade zugenommen.

Die Besprechung der Natron-Hornfelse und Natron-Hornschiefer aus dem oberen Ruhrtal (nach A. Schenck, dies. Jahrb. 1885. I. -402-) führt schließlich zu dem Ergebnis, daß der Unterschied nicht, wie Rosenbusch annahm, auf texturellem Gebiet zu suchen ist, sondern sich im chemischen Verhalten äußert. Wie A. Schenck erkannte, treten hier bis zu völligem Verschwinden alle Vorgänge zurück, die bei der Entstehung der typischen Adinolen dem Gestein „die Basen“ entführten, ebenso fehlen (entgegen der Annahme Schenck's) alle Anzeichen für eine Zuführung von Feldspatsubstanz, durch die die Harzer Adinolhornfelse gekennzeichnet sind. Beide Umstände erklären auch, daß der Grad der Umwandlung gewöhnlich nicht so stark ist wie dies bei den Adinolkontakten der Fall ist.

Für das Alter der Diabasintrusionen des Harzes (p. 476—482) war bisher die Auffassung Lossen's maßgebend, die Diabase seien vor der Faltung des Harzes zwischen die Schichten eingedrungen; Em. Kayser schloß aus den geologischen Verhältnissen, „daß die Diabase zu einer Zeit in die Sedimente eindrangen, als diese noch plastisch genug waren, um ihnen kein großes Hindernis entgegenzusetzen" — ihr plastischer Zustand hat nach seiner Auffassung die chemischen Veränderungen im Diabaskontakt erheblich erleichtert. Während früher den Diabasen sämtlich das Alter der Wissenbacher Schiefer (unteres Mitteldevon) zugeschrieben wurde, zwischen denen sie eingebettet sind, führte später die entsprechende genetische Auffassung dazu, für einen Teil der Diabase, deren Hangendes und Liegendes als Silur erkannt wurde, neben der devonischen auch eine silurische Intrusion anzunehmen. R. Lepsius wies im Gegensatz hierzu den Harzer Diabasen als Eruptionszeiten das Alter der Stringocephalen- und der oberdevonischen Schichten zu, weil dem unteren Mitteldevon Diabastuffe nach seiner Annahme fehlen — die von F. Rinne aus den Goslarer Schichten beschriebenen Bomben (dies. Jahrb. Beil.-Bd. X. p. 363 ff., bes. p. 380 ff.) erkennt er als einen Beweis für Effusionen nicht an; trotzdem nimmt auch er einen weichen Zustand der Sedimente beim Eindringen der Diabase an. [Gegen seine Beweisführung ist geltend zu machen, daß Intrusionen sehr wohl ohne gleichzeitige Effusionen stattfinden können und daß andererseits in der vorliegenden Arbeit echte Ströme mit Mandelsteintextur, begleitet von echten, teilweise palagonitähnlichen Tuffen aus den Wissenbacher Schiefern der Trageburg (zwischen Rappbode und Großem Mühlental, Blatt Elbingerode) beschrieben wurden (p. 448 ff.).]

Diesen Altersbestimmungen steht der hier geführte Nachweis entgegen, daß die Sedimente schon geschiefert waren, als der Diabas eindrang und die Schiefer metamorphosierte; die Intrusion muß also erheblich jünger sein als die Bildung der Sedimente. Es erübrigt sich hierdurch die Annahme silurischen Alters für in Silurschiefer eingedrungene Diabase; man könnte die einzelnen Diabasergüsse zwischen den Wissenbacher Schiefern ebenso wie die Keratophyrtuffe für Vorläufer der gewaltigen Diabaseffusionen des oberen Mitteldevon und Oberdevon ansprechen und die die Adinolisierung hervorrufenden Intrusionen als gleichalterig ansetzen, falls man annehmen kann, daß die mitteldevonischen Sedimente spätestens schon vor dem Auftreten der oberdevonischen Diabase Schiefertextur erhalten hatten. Dem Verf. erscheint es wahrscheinlicher, für die intrusiven Diabase ein jüngeres Alter anzunehmen und sie, unabhängig von den spärlichen Wissenbacher und den reichlichen Ergüssen des oberen Mittel- und Oberdevon, in einen Zusammenhang mit der wesentlich obercarbonischen Faltung des Harzes zu bringen. Als ein Produkt vulkanischer Tätigkeit im Culm könnte man als Bindeglied zwischen die oberdevonischen Effusionen und die obercarbonischen Intrusionen einen Teil der sog. „culmischen Adinolen" einschieben, unter denen sich chemisch mit Quarzkeratophyrtuffen, Tuffiten und Porphyroiden vollständig übereinstimmende Gesteine finden, die, wie die Adinolen

von Lerbach dem Verf. zeigten, tatsächlich auch mikroskopisch eine Beteiligung von Quarzkeratophyrtuffen an ihrem Aufbau erkennen lassen.

Tuffähnlich aussehende Lagen finden sich übrigens gelegentlich auch in den echten typischen Kontaktadinolen, auf die man die Bezeichnung „Adinole" wohl zu beschränken hat, und derartige Vorkommen führten während des Verlaufs der Arbeit immer von neuem zur Prüfung, ob es nicht möglich sei, die Beziehungen der Diabase zu ihren Nebengesteinen durch die Annahme zu erklären, daß die Diabase in ihrer Mehrzahl nicht intrusiv, sondern submarine Ergüsse auf die adinolartigen Gesteine den Diabas begleitende saure Tuffmassen seien; entscheidend spricht gegen diese wie gegen jede ähnliche Deutung der unzweifelhafte Nachweis, daß die Schieferung der Gesteine der den gegenwärtigen, für die Adinolgesteine charakteristischen Bestand schaffenden Ummineralisierung unbedingt voran gegangen sein muß, während die scheinbare Tuffähnlichkeit sich durch klastische Bestandteile des umgewandelten Tonschiefers und Durchschnitte durch stark gefältelte Tonschieferblättchen und -lagen in der Adinole erklärt (p. 448—450).

Der von O. H. Erdmannsdörffer geführte Nachweis des Vorkommens essexitischer Diabase im Harz, die Beziehung der Harzer Diabase zu Keratophyren, der Nachweis, daß die die Schiefer adinolisierenden Diabase ursprünglich einen höheren Natrongehalt besessen haben müssen, Erscheinungen, mit denen man auch das von Lossen als charakteristisch für die „Regionalmetamorphose in der SO-Zone" stark betonte Auftreten albitführender Quarztrümer als Beweis für eine Zuführung von SiO^2 und Na^2O während oder nach der Schieferung der alten Sedimente in Verbindung bringen kann, veranlaßt eine Prüfung der Stellung der Harzer Diabase im System der Eruptivgesteine (p. 482—485). Verf. vermag trotz aller auf einen höheren Natrongehalt hinweisender Umstände, trotz der Verknüpfung mit Ägirin und Alkaliamphibol enthaltenden Keratophyren und trotz des Analcims, des Arfvedsonits und der Ägirinsäume der Diabase des Bruchberg-Ackerzuges für das Stammagma dieser Gesteine keine Annäherung an die Alkalireihe zu erkennen und möchte auch die Verwandtschaft mit monzonitischen Magmen nicht zu stark betonen. Abspaltung eines diabasischen Gesteins aus einem dioritischen Magma bewirkt das Übrigbleiben eines keratophyrischen Teilmagmas oder eines an Na^2O und SiO^2 reichen Restes; daher kann sowohl der diabasische Teil gelegentlich reicher an Na^2O sein, als man es gewöhnt ist, und die Anwesenheit eines Feldspatvertreters, eines Alkalipyroxens oder Alkaliamphibols in einem der natronreicheren Partialgesteine beweist nichts für die Natur des Gesamtmagmas. Vielleicht wird überhaupt die symptomatische Bedeutung dieser Gemengteile überschätzt, wenn man auf ihr gelegentliches Auftreten in geringer Menge entscheidendes Gewicht legt.

In der Harzer Diabas-Keratophyr-Gruppe könnte man somit die Produkte eines oder mehrerer, zeitig von einem Stammagma der Alkali-Kalk-Reihe abgespaltener und räumlich getrennter Teilmagmen erblicken, die sich durch ihre Abtrennung petrographisch und geologisch abweichend

entwickelt haben. Schon in der Devonzeit könnten sie dann weiter gespaltene Effusivbildungen, vielleicht auch spärliche Intrusivbildungen geliefert haben, während der sehr beträchtliche Rest dieser Teilmagmen zwar noch vor der Granit-Gabbro-Reihe des Hauptmagmas, aber doch erst während der carbonischen Faltung in die schon zu Schiefern umgewandelten Sedimente intrudiert wurde und diese im Kontakt in Adinolen und verwandte Gebilde umwandelte. **Milch.**

A. Lacroix: Über die Umbildung einiger basischer Eruptivgesteine zu Amphiboliten. (Compt. rend. **164**. 1917. 69—74.)

I. Verf. zeigt, wie kristalline Schiefer aus primären Eruptivgesteinen auf paramorphem Wege, d. h. ohne wesentliche Änderung der chemischen Zusammensetzung gebildet werden können, also Orthogneis-Bildungen entsprechen. Von Aveyron (bei Arvieu) kennt man einen Hypersthenfels, welcher von einem Serpentingestein durch eine amphibolitische Zone getrennt ist; nach Bergeron (Ann. Soc. Géol. Paris. **22**. I. 1889. 282) ist dieser Amphibolit aus dem Hypersthenit hervorgegangen. Das Hypersthengestein enthält noch etwas Plagioklas und Pyrrhotin. Der Hypersthenit ist mechanisch stark beansprucht, das Gestein zeigt infolgedessen kataklastische Textur; aber auch eine chemische Umänderung läßt sich aus der Saussuritisierung des Plagioklas schließen; so entwickelte sich ein Aktinolith-Zoisit-Gemenge im Feldspat. Der Hypersthen geht in Anthophyllit über, ferner erscheinen poikilitisch Granatkristalle, endlich Granoblasten von Albit. Die eisenhaltigen Einschlüsse des Hypersthens bewahren noch lange den Umriß des verschwundenen Pyroxens, endlich können auch diese unter Zurücklassung von etwas Rutil verschwinden. Die Umwandlung des Hypersthens geht auch auf Quersprüngen in Anthophyllit mit Granat und Albit vor sich. Analysen: 1. Hypersthenit [IV (V). (1) 2. 1. 1. (1) 2]; 2. Norit [III′. ′5. 4′. 4—5]; 3. Amphibolit.

Bemerkenswert ist die Übereinstimmung von Analyse 2 und 3.

II. Im Südwesten des Vulkanmassivs von Ankaratra (Madagaskar) finden sich zahlreiche melanokrate Gänge mit gabbroiden Gesteinen (mit oder ohne Olivin und Hypersthen), die als Websterite anzusprechen sind. In dem stark kataklastisch umgewandelten Pegmatit von Tsamaranga erscheint der eingelagerte Websterit kaum beansprucht, ist aber lokal in schieferigen Amphibolit umgewandelt. Der unveränderte schwarzgrüne Fels enthält Bronzit, Diallag, oft poikilitisch mit Hornblende durchwachsen, dazu etwas Bytownit, der Amphibolit führt ausschließlich blaßgrüne Hornblende mit eisenhaltigen Einschlüssen, gelegentlich mit etwas Titanmagnetit und Leukoxen. Im NNW-Winkel des Alaotra-Sees im nördlichen Madagaskar (genauere Ortsangabe Ankitsiko-Bucht) findet sich ein ausgesprochener Diallagit, der ebenfalls randlich in Amphibolit (mit einer tief dunkelgrünen Hornblende) umgewandelt ist.

Analysen (von Boiteau): 4. Websterit, Tsaramanga, [IV. 1′. 1′. 2. 2]; 5. Amphibolit, do.; 6. Diallagit von Ankitsika [IV. 1. (1) 2. 2. 2]; 7. Amphibolit, do.; 8. Websterit, mit Andesin, Ambohimasina (Raoult), [IV. 1′. 1. ′2. 2]; 9. do., ohne Feldspat, (Pisani) [(IV) V. 1. (1) 2. 1′].

Bei der Umwandlung wurde das Eisenoxydul zu Oxyd oxydiert (vgl. H. Teall, British Petrography, 197). Bemerkenswert ist auch, daß alle Analysen der metamorphen Gesteine potentiellen Feldspat enthalten, der in den Eruptiven kristallisiert vorkam.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
SiO_2 . . .	49,90	51,38	49,40	48,93	49,12	48,40	47,36	53,48	53,50
Al_2O_3 . . .	3,35	13,07	12,43	8,79	6,51	8,66	7,05	6,47	3,42
Fe_2O_3 . . .	7,23	4,46	5,86	3,35	5,44	0,95	4,72	2,74	3,05
FeO . . .	8,15	6,17	6,17	7,33	5,29	10,12	9,11	8,76	3,80
MnO . . .	0,18	0,16	0,22	—	—	—	—	—	—
MgO . . .	26,64	17,31	18,22	16,12	17,60	14,59	13,91	16,23	24,20
CaO . . .	3,10	5,56	5,50	13,46	13,28	14,69	14,27	6,97	11,60
Na_2O . . .	0,40	1,06	1,04	0,48	0,50	0,54	0,72	1,50	0,29
K_2O . . .	0,15	0,21	0,35	0,20	0,16	0,14	0,14	0,97	0,20
TiO_2 . . .	0,60	0,60	0,60	0,59	0,59	1,60	1,89	1,20	0,03
P_2O_5 . . .	Spur	Spur	Spur	0,11	0,07	0,07	0,10	0,58	Spur
H_2O 105° .	—	—	—	0,14	0,18	0,13	0,10	0,09	0,43
H_2O b. Gl. .	0,30	0,36	0,41	0,79	1,08	0,31	0,51	0,79	
Summe . .	100,39[1]	100,34	100,20	100,29	99,82	100,20	99,88	99,78	100,43

W. Eitel.

Austin F. Rogers: Ein amerikanisches Vorkommen von Periklas und seine Bedeutung für den Ursprung und die Naturgeschichte der Calcit-Brucit-Gesteine. (Amer. Journ. of sc. (4.) **46**. 1918. 581—586.)

1. Das Vorkommen von Periklas bei Riverside, Californien.

Vorkommen von Periklas in mittelkörnigem Kalkstein mit dunkelgrauen oder braunen Flecken von Brucit im Durchmesser von 1—3 mm, in letzteren zentral eingelagert, farblos, ausgezeichnet nach dem Würfel spaltbar, optisch isotrop, Brechungsindex $n > 1{,}740$. Leicht löslich in Königswasser, schwach eisenhaltig. Die Brucithüllen erweisen sich im mikroskopischen Bilde als deutliche konzentrische Lagen mit faseriger Struktur, Längsrichtung der Fasern α, mit anomaler Interferenzfarbe (rotbraun anstelle des Rots I. Ordnung), $\gamma = 1583 \pm 0{,}003$; $\alpha = 1{,}567 \pm 0{,}003$. Brucit ist das Umwandlungsprodukt des Periklas. Außerdem findet sich Magnetkies, olivengrüner Spinell ($n > 1{,}740$), Magnetit, Antigorit und ein chondroditartiges Mineral mit $\gamma = 1{,}637 \pm 0{,}003$; $\alpha = 1{,}607 \pm 0{,}003$, mit polysynthetischen Zwillingslamellen, mit einer maximalen Auslöschungsschiefe von 30° (Unterschied von Humit und Klinohumit).

2. Der Charakter der Calcit-Brucit-Gesteine.

Die sog. Predazzite sind bekanntlich Gemenge von Calcit und Brucit bezw. mit Hydromagnesit (cf. Leneček, Tscherm. Min. Mitt. **12**. 1891. 429, 447) mit wenig Silikatmineralien.

[1] 0,39 S.

3. Calcit-Brucit-Gestein von Crestmore, Californien.

Eakle (Univ. Calif. Publ. Bull. Dept. Geol. **10**. 1917. 327) beschrieb einen blaßrötlichgrauen Brucit in weißem kristallinem Kalk am Kontakt mit Granodiorit von Chino Hill bei Crestmore, acht Meilen von Riverside, Californien ($\gamma = 1{,}583 \pm 0{,}003$; $\alpha = 1{,}563 \pm 0{,}003$). Der Brucit ist offenbar aus Periklas hervorgegangen, nach dem er auch in regulären Pseudomorphosen (Würfel + mit Oktaeder +) gefunden wurde. Zugleich findet man im Kalk noch wenige farblose verrundete Chondroditkristalle ($\gamma = 1{,}643 \pm 0{,}003$; $\alpha = 1{,}613 \pm 0{,}003$), ferner Spinell ($n = 1{,}715 \pm 0{,}005$) und Apatit. Der rötlichgraue Brucit erscheint äußerlich oft in weißen Hydromagnesit verwandelt (dieser zeigt normale Interferenzfarben, Brechungsindex $< 1{,}55$), der Hydromagnesit manchmal wiederum in ein amorphes Magnesiumhydrosilikat (vielleicht Deweylit): blaßgrün, $n = 1{,}530 \pm 0{,}003$ (s. Verf., Journ. Geol. **25**. 1917. 515). Wahrscheinlich durchlief der Kalkstein folgende Entwicklungsphasen: 1. Sedimentation als gewöhnlicher Kalkstein; 2. Dolomitisierung; 3. durch Kontaktmetamorphose Übergang in ein periklashaltiges Calcitgestein; 4. Bildung eines Calcit-Brucit-Gesteins; 5. Umwandlung des Brucits in Hydromagnesit; 6. Umwandlung des Hydromagnesits in Deweylit. In den postvulkanischen Umwandlungen des Gesteins erblickt der Verf. die Wirkung hydrothermaler aszendenter Lösungen („hypogene" Umwandlungen, cf. Ransome, U. S. Geol. Surv. Bull. **540**. 1914. 152; Gegensatz: „supergene" Bildungen, durch deszendente Lösungen entstanden). Dafür spricht auch das Auftreten von sekundärem hypogenem Magnetit. Der hohe Wassergehalt des Brucits (30,8 % H_2O) widerspricht dem nicht. Ob der Hydromagnesit hypo- oder supergenen Ursprungs ist, läßt sich schwer entscheiden. Sehr wahrscheinlich aber ist der Deweylit supergener Natur.

4. Calcit- Brucit-Gestein von der Mountain Lake Mine bei Salt Lake City, Utah.

Fundort nahe dem oberen Ende des Big Cottonwood Canyon, 25 Meilen südöstlich Salt Lake City; fast reiner Calcit und Brucit, beinahe identisch mit dem bekannten Predazzit vom Fassatal, Tirol.

5. Andere Vorkommnisse von Calcit-Brucit-Gestein in den Vereinigten Staaten.

Emmons und Calkins (U. S. Geol. Surv., Profess. Pap. **78**. 1913. 157) beschrieben einen kristallinen Kalk von Phillipsburg Quadrangle, Montana, mit Brucit, wahrscheinlich pseudomorph nach Periklas. **W. Eitel.**

Johnston-Lavis, H. J.: Bibliography of the geology and eruptive phenomena of the more important volcanoes of southern Italy. 374 p. 2 Abb. London 1918.

Zambonini, F.: Il tufo pipernoide della Campania e i suoi minerali. (Mem. Descr. Carta Geol. Italia. 1919. **7**. 130 p. 3 Taf. 42 Fig.)

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

C. Gagel: Beobachtungen über einige Wolframitlagerstätten im südöstlichen Portugal. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1916. 177—180.)

Verf. beschreibt die Lagerstätten an der Ribeira de Bodilhão, von Penasquera bei Cebola und von Matta de Reinha, alle drei in der Provinz Beira Beix westlich und südöstlich der Stadt Fundão gelegen. Der Wolframit tritt in wenige Zentimeter bis 2 m (Matta de Reinha) mächtigen Quarzgängen, welche in sehr stark gestörten alten Schiefern aufsetzen, regellos verteilt in kleineren Kristallen, feinen Blättchen und Anflügen, aber auch in faustgroßen, unbegrenzten Massen auf. Zinnstein scheint auf die Salbänder beschränkt zu sein. Die Zinnerzkristalle sind kurze, dicksäulige, vielfach verzwillingte Visiergraupen von zimtbrauner Farbe. Sonst kommen noch Pyrit und Kupferkies vor; die sonst üblichen paragenetischen Mineralien der Zinnerzformation hat Verf. auf seiner nur flüchtigen Reise nicht beobachtet trotz aufmerksamer Nachforschung.

Während bei Bodilhão und Cebola die Wolframitlagerstätten mitten im Schiefergebiet etwa 25 km vom Granitkontakt entfernt liegen, tritt die Lagerstätte von Matta de Reinha in einer nur 5 km breiten Schieferzone, beiderseits von Granit begrenzt, auf. Unter den Schiefern anstehender Granit ist anzunehmen. **M. Henglein.**

R. Canaval: Das Vorkommen silberhaltiger Bleierze am Calesberg (Monte Calisio) bei Trient. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **24**. 1916. 18—25, 29—38, 85—100.)

Die Abhandlung zerfällt in vier Teile: 1. Örtlichkeit und Geschichte 2. Lagerungsverhältnisse und Gesteine, 3. die Erze und ihre Begleiter, 4. Bemerkungen über die Entstehung der Erzlagerstätte.

Bezüglich der Einzelheiten muß auf das Original verwiesen werden.

A. Sachs.

B. Simmersbach: Die Weltversorgung mit Chromeisenstein. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1916. 192, 201, 228.)

Die einzelnen Fundorte werden besprochen nach einleitender Bemerkung über die Verbreitung des Chroms überhaupt und seiner Gewinnung.

Deutschland: Chromeisenstein bei Grottkau in Schlesien in ganz geringer Menge. Die jährliche Einfuhr betrug in den letzten Jahren vor dem Krieg ca. 23000 t.

Rußland: Im Ural sind, neben den staatlichen Gruben im Gora-Blagodatj-Montankreise, die Werke Werch-Isetsk, Schaitansk, Alapajewsk, Serginsk-Ufaleisk und Syssertsk. Im Orenburger Gouvernement ist die

Gewinnung von Chromeisenstein vorläufig noch nicht sehr bedeutend. Im Chromeisensteinlager am westlichen Abhang des Berges Katschkanar kommt selten Uwarowit vor. Im nördlichen Ural kennt man ihn, gut kristallisiert, bei Saranowskaja, ca. 12 Werst von der Hütte Bissersk. Weitere Vorkommen von Chromit sind im Revier von Goro-Blagodatj neben der Hütte Werchne-Turinsk, im Revier von Jekaterinenburg bei der Station Kossulinsk, im Revier Slatoust, Bogoslowsk, Nishne-Tagilsk und anderen. Auch in allen Gold- und Platinseifen ist Chromeisenstein vorhanden; bei Nishne-Tagilsk findet man ihn mit Platin verwachsen. Nesterweise kommt Chromeisenstein im Serpentin bei Kyschtimsk und Syssertsk bei Katherinenburg vor.

Serbien: Mit Serpentin und Quarz verwachsen im Gebiet von Kopaonik, 50 % Cr_2O_3; an der Troglavplanina nahe bei Bogutevac, Lopatnica, Maglič und Dubočica; bei Subovar, südlich von Zazak, ebenso bei Premeče 3 m mächtige Schlieren im Serpentin mit 52 % Cr_2O_3. In einem Bache bei Veluče unterhalb Kopaonik kommt ein Chromeisensand mit Kristallen bis 0,8 mm vor; im östlichen Teil Altserbiens kennt man Chromeisenerz nur bei Schikole-Vrtschina.

Bulgarien: In manchen Serpentinen kommt Chromeisenstein vor; doch ist über die Bauwürdigkeit nichts bekannt. Die wahrscheinlich bedeutendsten Vorkommen liegen bei Sotir (oder Sopot) und Ferdinandovo im Bezirk Philippopel.

Griechenland: Im Serpentin der Landschaft Argolis; ein Abbau scheint nicht stattgefunden zu haben. In Griechisch-Mazedonien sind die Gruben Kara-Ferie und Kassendiere. In der Provinz Saloniki bei Serakini, auch östlich von Njegusch oder Niausta, westlich von Saloniki; im Pajakgebirge nördlich von Pazar im Serpentin; am thessalischen Olymp bei Gereli. Auf einigen Inseln kommen Chromerze häufiger vor. Auf den Sporaden auf Skyros in großen Blöcken aus dem Serpentin, unter den Cycladen auf Tinos. Auf der Insel Euböa tritt Chromerz in Nieren im Serpentin bei Kumi und bei Xerochori als Sand auf.

Auf dem Festland wird heute nur bei Larissa im östlichen Thessalien Chromeisenerz gewonnen mit 38—42 % Cr_2O_3. Weiter südlich findet sich weniger chromreiches Erz mit hohem Eisengehalt, 2—3 % Cr_2O_3.

Trotz der vielfachen Chromerzvorkommen und der günstigen Lagerung in Beziehung auf Transportverhältnisse hat Griechenlands Chromerzausfuhr immer mehr in den letzten Jahren abgenommen.

Europäische Türkei: Im ehemals türkischen Balkan in der weiteren Umgebung Üskübs und in den Bergen hinter Karaferina und Niausta in Südwest-Mazedonien, besonders auf der Halbinsel Kassandra. Im Wardartal bei der Station Krivolak folgte der Erschließung eines Arsen-Antimonlagers auch die Bearbeitung eines Chromerzlagers. Das ertragreichste Vorkommen war bei Ormilia, welches in dreißigjährigem Betrieb 70 000—80 000 t Chromerz lieferte.

Die Chromeisenerzlagerstätten auf dem ganzen Balkan, einschließlich Griechenlands und der Inseln, gehören wohl derselben Formation an. Sie

erscheinen auf Stöcken, in Nestern und Nieren, in Trümern und Adern und in mehr oder weniger großen Massen eingewachsen, mehr oder weniger eingesprengt im Muttergestein, fast nie jedoch auf Gängen und Lagern. Sie sind an Serpentin und die denselben begleitenden Talk- und Chloritschiefer gebunden.

Asiatische Türkei: Chromeisenerz ist das wichtigste Mineral Kleinasiens. Im südwestlichen Kleinasien im Gebiet von Denislü liegt das 56 % Erz zutage. Bei Brussa, Macri in der Nähe des Meeres, bei Daghardi im Bezirk Kutahia, Bozbelen im Bezirk Inegöl, in der Nähe des Golfes von Adalia, oberhalb des Golfes von Alexandretta, im Bezirk von Beilan werden Chromerze gewonnen. In der Nähe von Damaskus, bei Catana, im Bezirk Lattakia (im Konsulargebiet von Beyrut) findet sich Chromit. Im Vilajet Adana ist der Chromerzbergbau entfaltet oberhalb des Dorfes Tommuk an den Abhängen des Taurusgebirges, zwischen den Orten Ilamin und Elbizik am Tommukfluß. Im Alvanlibezirk entlang des Alataflusses, etwa 7 Stunden vom Meerufer entfernt, oberhalb dieser Gruben, jenseits des Alataflusses bei Aslanli und Hurmachli, auch nordwestlich des Ortes Guara im Lamasbezirk, bei Ilamas, Kiöi Bunar, im Ala Dagh und an anderen Orten im Bezirk von Messina standen in den letzten Jahren Chromerzgruben in Betrieb.

Infolge der türkischen Rechtsunsicherheit und der ungenauen Kenntnis der Bodenschätze hielt sich das ausländische Kapital bisher zurück. Jedenfalls wäre der Chromerzbergbau einer weit größeren Entwicklung fähig.

Indien: Im südlichen Indien bei Tipatur, etwa 90 englische Meilen nordwestlich von Bangalore und in Beludschistan.

Afrika: In Südrhodesien bei Selukwe im Distrikt Gwelo, auch im Hartleydistrikt im Tagebau. Rhodesien liefert mehr Chromeisenerz als irgend ein anderes Land. In den ersten 7 Monaten des Jahres 1913 kamen 37995 t zum Versand.

Auch in Transvaal und Natal sollen neuerdings Chromerze gefunden worden sein.

Neukaledonien: In einem Serpentinzug auf der französischen Strafkolonie-Inselgruppe findet sich ein chromhaltiges Eisenoxydhydrat (ca. 70 % Fe_2O_3).

Japan: Verschiedene Vorkommen, doch geringe Produktion.

Nordamerika: Im Staate Massachusetts, Pennsylvanien, Maryland, Nordkarolina, Wyoming und vor allem in Kalifornien in den Grafschaften San Luis Obispo, Shasta, Alameda, Del Norte, Placer, Glenn, Tehama, Napa, Sonoma und Calaveras. Die Vorkommen auf den einzelnen Gruben werden besprochen. Die nordamerikanische Inlandsförderung ist jedoch gering gegenüber dem Verbrauch.

Südamerika: An vielen Stellen Kolumbiens, besonders in der Gegend von Bogotá und Medellin; es handelt sich um 3 %ige Eisenerze.

M. Henglein.

G. Berg: Neue Beiträge zur Kenntnis der Arsenkieslagerstätte von Rothenzechau. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1918. **26**. 177.)

Arsenkies bildet einen Lagergang, der sich an die Magnetkieslinse anschließt. Letztere wird als die kontaktmetasomatische Verdrängung einer teilweise in Kalksilikatgestein umgewandelten Kalklinse angesehen. Vereinzelte Spuren von Magnetkies im Hangenden lassen auf eine geringe sekundäre Umsetzung und Wanderung von Magnetkies beim Absatz des Arsenkieses schließen.

Ähnlich sind die Verhältnisse im 6—7 km nördlich gelegenen Westfeld des Kupferberger Ganggebiets, wo wir als unmittelbare Kontaktwirkung im Glimmerschiefer konkordant lievritführende Magneteisenerzlinsen, z. T. mit etwas Magnetkies haben. Diese sind durchsetzt und angereichert durch spätere hydrothermale Kupfererze, die außerhalb der Lager Gänge bilden und deren pneumatohydatogene Entstehung hier durch das Beibrechen von Mikroklinfeldspat als Gangart bewiesen wird.

M. Henglein.

P. **Krusch**: Die Wolframit- und Zinnerzlagerstätten bei Schönfeld—Schlaggenwald, ein Beispiel des Erzgehalts anstehender Gänge und alter Halden im böhmischen Wolframit-Zinnerzgebiet. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1916. 147—157.)

Verf. berichtet über die Verbreitung der zinn- und wolframerzführenden Granite im sächsisch-böhmischen Erzgebirge und unterscheidet grobkörnigen Gebirgs- oder Massengranit und Zinngranit. Ersterer galt bisher als zinnfrei. Aus Zinngranit bestehen die Zinnstöcke oder Stockwerke, von denen die wichtigsten bei Schlaggenwald und Schönfeld liegen. Sie sind größtenteils von Gneis bedeckt, in dem oft der Glimmer durch eine dichte, feinkörnige graue, kristalline Quarzmasse mit Zinnstein, Wolframit, Flußspat usw. ersetzt ist.

In den alten Bauen der Grube Hieronymus bei Lauterbach westlich Schönfeld fand Verf. den Zinnstein in einem grobkörnigen Granit (0,3 % Zinngehalt) und sieht genetisch keinen Unterschied mehr zwischen dem feinkörnigen, mehr oder weniger in Greisen umgewandelten Zinngranit und dem grobkörnigen. Beide dürften Differentiationsprodukte ein und desselben Magmas sein; vielleicht ist der feinkörnige Zinngranit ein jüngerer Nachschub. Die Abnahme des Zinngehalts in südwestlicher Richtung beruht dann weniger auf der Verschiedenheit des Granits als auf der Abnahme der Greisenbildung wegen der geringeren Zahl der Zinnerz-Wolframitgänge.

Die Erzgänge im Gneis fallen nach Nordwesten unter 25—55° ein. Die Erze sind an den Salbändern konzentriert, an welchen der Gneis verquarzt ist. Es hat also eine ähnliche Umwandlung stattgefunden wie bei der Greisenbildung aus Granit. Der veränderte Gneis wird als Zwitter bezeichnet. Die Beziehungen zwischen der Gangausfüllung, Mächtigkeit

und Erzführung der Gänge sind allgemein die: in der Nähe des Zinnsteins treten in der Regel auch viele andere Mineralien auf; je geringer die Mächtigkeit, um so erheblicher ist die Erzführung.

Auf Wolframit legte man früher keinen Wert. Man versetzte in der Grube die wolframreichen Teile oder warf sie auf die Halde, oder man ließ sie als Pfeiler stehen. Heute werden sowohl Halden als Pfeiler abgebaut.

Die Erzvorräte werden, soweit es die Aufschlüsse auf dem Gellnauergang gestatten, berechnet. Die wirtschaftliche Bedeutung wird hervorgehoben und auf die Möglichkeit hingewiesen, daß einige andere Vorkommen ebenso wie Schlaggenwald auch unter Friedensbedingungen einen rentablen Bergbau gestatten. **M Henglein.**

Metamorphismus.

Fr. L. Heß: Taktit, das Produkt der Kontaktmetamorphose. (Amer. Journ. of sc. (4.) 1919. 48. 377/78.)

„Taktite" = allgemeine Bezeichnung für kontaktmetamorphe Gesteine der mineralogisch komplex zusammengesetzten Zone, in der das Eindringen heißer Lösungen und Gase aus Intrusionen zu Mineralneubildungen geführt hat. So ist der Taktit mancher kontaktmetamorpher Wolframerzlagerstätten durch das Auftreten von Gold-, Silber-, Blei-, Kupfer-, Zink-, Wismut-, Wolfram- und Molybdänerzen neben Granat, Klinozoisit, Glimmer, Epidot, Diopsid, Hornblende, Magnetkies, Vesuvian etc. gekennzeichnet, während ein anderer hinter dieser taktitischen Zone liegender Gesteinskomplex durch das Auftreten von Wollastonit, Tremolit und rekristallisiertem Calcit sich als weniger intensiv umgebildet erweist. Diese vom Kontakt entferntere Zone ist nicht als diejenige der Taktite zu bezeichnen.

W. Eitel.

G. Berg: Über einen Fall kontaktmetasomatischer Umwandlung eines Ankeritganges im südlichen Norwegen. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 69. 32—36. 1917.)

Bei den Orten Hakedal und Grua im Kontaktbereich des Kristianiagebietes treten besonders in linsenförmig entwickelten Strahlsteinmassen, seltener im Graufels („gravkala", aufgebaut aus hanfkorngroßen Hedenbergit- und Andraditkörnern) von V. M. Goldschmidt beschriebene lagerartige, aber nicht niveaubeständige Zinkblendelagerstätten auf, die meist etwas Magnetkies, bisweilen auch etwas Bleiglanz enthalten. Ihre Entstehung ist an die Kontaktmetamorphose gebunden, da das Erz den Strahlstein von den Umrissen und Spaltrissen aus metasomatisch verdrängt, während Strahlstein und besonders auch der Graufels immer unabhängig von der Erzführung ist. Verf. betrachtet die Erzanfuhr mithin als örtliche Schlußphase der Kontakt-

umwandlung, da alle Anzeichen für einen von den Kontaktvorgängen getrennten hydatogenen Prozeß (Gangtrümer im unveränderten Kalkstein, Auftreten des Erzes im Kalk an der Grenze gegen die weniger durchlässigen Silikatfelse) fehlen; gelegentliches Auftreten des Erzes in Gängen im Gneis erklärt er durch die Annahme, daß der regionalmetamorphe ältere Granit keiner Veränderung durch das Eindringen des jüngeren Granits mehr fähig war und dessen Schwitzwasser mithin nur auf einzelnen offenen Spalten eine Mineralbildung bewirken konnten.

In der Umgebung des Elsjöfeldes bei Hakedal findet sich neben Erzen von dem beschriebenen Auftreten ein quer zur Schichtung gerichteter Gang, der Erdmanngang mit einer dem Mineralbestand der Erzlagerstätten sehr ähnlichen Mineralfüllung, nach V. M. Goldschmidt eine Imprägnation des Kalksteins längs einer Gangspalte, die auch zu Magnetit pseudomorphosierten Eisenglanz enthält. Nach den Untersuchungen des Verf.'s gleicht der Magnetit, der Spuren von Eisenglanz als martitische Neubildung enthält, durch seine vorzügliche Spaltbarkeit dem pseudomorph nach Eisenspat entstandenen Magnetit der Siegerländer Spateisensteine; die Zinkblende ist heller und besser individualisiert als in den Lagern, begleitet von großkörnigem Granat, viel Epidot, wenig Strahlstein und reichlich Eisenkies; Verf. faßt ihn daher als einen prägranitischen, durch den Granit metamorphosierten, Eisenspat führenden Carbonatgang oder Ankeritgang auf. **Milch.**

W. Lindgren: Volume Changes in Metamorphism. (Journ. of Geol. **26**. 542—554. 1918.)

Verf. vertritt den Satz, daß unter den von ihm als Metamorphismus zusammengefaßten chemischen und mechanischen Veränderungen, die durch Wärme, Druck und chemische Energie unterhalb der Oxydationszone erzeugt werden, Umminералisation (von ihm Metasomatismus oder replacement genannt und als Ersatz eines durch Änderung der physikalischen Bedingungen unstabil gewordenen Minerals durch ein anderes, unter den gegebenen Bedingungen stabiles definiert) in der Regel keine Volumveränderung hervorruft. Die Auflösung des ursprünglichen Minerals geht aus von wässerigen Lösungen, die auf kapillaren Spalten zirkulieren, durch den Auflösungsvorgang übersättigt werden und das neue Material „nicht Molekel für Molekel, sondern Partikel für Partikel" ausscheiden; der Ersatz erfolgt unabhängig vom spezifischen Gewicht und vom Molekularvolumen — gegenüber der Ansicht J. Johnston's und L. A. Adams' (Centralbl. f. Min. etc. 1914. 171), Zirkulation von Lösungen vollziehe sich auf Kapillarrissen so langsam, daß sie vernachlässigt werden könne, betont er, daß der ganze Prozeß des Metamorphismus dieser Ansicht widerspricht. Berechnungen, die auf Grund der Erhaltung des Volumens angestellt werden, zeigen, daß vielfach die üblichen Formeln für Umwandlungsvorgänge nicht richtig sein können: während für die Umwandlung von Forsterit in Serpentin gewöhnlich die Formel

angegeben wird: $2\,Mg^2SiO^4 + 2\,H^2O + CO^2 = H^4Mg^3Si^2O^9 + MgCO^3$, lehrt die Berechnung, daß bei der Umwandlung von 1 ccm Forsterit in 1 ccm Serpentin bedeutend mehr MgO und vor allen Dingen auch SiO^2 fortgeführt werden muß. Ebenso sind die bekannten Formeln für die Umwandlung von Kalifeldspat in Sericit bei der Annahme der Erhaltung des Volumens nicht denkbar; Verf. glaubt, daß der Vorgang sich annähernd nach folgender Gleichung abspiele:

$$3\,(K^2O\,.\,Al^2O^3\,.\,6\,SiO^2) + 4\,H^2O + 3\,Al^2O^3 + CO^2$$
$$= 2\,(2\,H^2O\,.\,K^2O\,.\,3\,Al^2O^3\,.\,6\,SiO^2) + 6\,SiO^2 + K^2CO^3;$$

es muß also eine erhebliche Menge Tonerde zugeführt werden (für 1 ccm 0,58 g Al^2O^3), die von der gleichzeitigen Umwandlung anderer Tonerdesilikate in Kalkspat, Eisenkies und Chlorit herrühren kann. Den besten Beweis für die Ummineralisation unter Erhaltung des Volumens erblickt er in der häufigen Erhaltung der primären Struktur und Textur in dem metamorphen Gestein; in Grünstein umgewandelte mächtige Diabasgänge zwischen Sedimenten zeigen keine Spur von Änderungen des Volumens, ebensowenig serpentinisierte Gesteine und vielfach fehlen alle Anzeichen hierfür bei der Umwandlung von Anhydrit in Gips, so daß hier Calciumsulfat fortgeführt sein muß. Auch für Mineralumbildung unter Streß will Verf. eine Verringerung des Gesteinsvolumens nicht anerkennen; der tatsächlichen Volumverminderung durch die Bildung schwerer Tonerdesilikate steht nach seiner Ansicht eine Zuführung von Material durch Lösungen gegenüber. **Milch.**

W. A. Tarr: Rhythmic Banding of Manganese Dioxide in Rhyolite Tuff. (Journ. of Geol. 26. 610—617. 2 Fig. 1918.)

Bruchstücke eines Liparittuffes von Tumamoc Hill, westlich von Tuscon, Arizona, zeigen eine eigentümliche, durch Mangandioxyd hervorgebrachte rhythmische Bänderung, wobei die Analyse eines derartigen durch MnO^2 gefärbten Gebildes nur 0,82 % MnO^2 ergab: die durch helleres und dunkleres Braun deutlich zu unterscheidende Bänderung ist trotz rundlicher Umgrenzung der bis zu 30 mm großen Gebilde sehr oft exzentrisch und zwar liegt der Ausgangspunkt der Bänderung immer näher an der verwitterten Oberfläche des Blocks, und die Bänder sind demgemäß auf der entgegengesetzten Seite erheblich verbreitert. Zur Entstehung dieser Gebilde nimmt Verf. an, daß das Mangan von einem manganhaltigen Mineral im Tuff herrühre (vielleicht Spessartit, oder Mn-haltiger Biotit, Pyroxen oder Amphibol, obwohl im Tuff selbst kein derartiger Gemengteil nachgewiesen werden konnte) und daß von diesem Gemengteil aus als Kern die Bildung infolge von Lösung des Mangans durch atmosphärisches Wasser als Carbonat und Ausscheidung als MnO^2 durch Oxydation vor sich ging, begünstigt durch das aride Klima der Gegend. Das gelöste Mangansalz diffundierte durch den porösen Tuff nach außen und es trat rhythmische Fällung durch Zutritt sauerstoffhaltiger Lösung ein; die Exzentrizität

erklärt Verf. durch die Annahme verschiedener Diffusionsgeschwindigkeit der beiden Lösungen in verschiedenen Richtungen: die von der Oberfläche nach innen gerichtete Diffusion der oxydierenden Lösungen erfolgte voraussichtlich sehr schnell, so daß sie die manganhaltigen Lösungen auf der der Oberfläche am nächsten liegenden Seite dem Kern zunächst antrafen. Daß die rhythmische Bänderung nicht nur in Gelen sich vollzieht, beweisen Versuche von A. Holmes, der sie in lose liegendem Pulver von Schwefelblumen hervorgebracht hat; offenbar hat die Porosität des Tuffs ganz entsprechend die Diffusion gestattet. **Milch.**

Allgemeine Geologie.

Bodenkunde.

E. Blanck: Ein Beitrag zur Kenntnis arktischer Böden, insbesondere Spitzbergens. (Chemie der Erde. **1**. 420—476. 1917.)

Experimentelle Untersuchungen arktischer Böden sind bisher noch nicht bekannt geworden, daher stellt die vorliegende Arbeit einen wichtigen Beitrag zur Kenntnis klimatischer Bodenzonen dar. Verf. gibt seiner Arbeit einen weiten Rahmen und bespricht zuerst die allgemeinen Verwitterungsbedingungen der Arktis, die ja infolge niedriger Temperaturen und der Niederschlagsarmut besonders eigenartige sind. Da in der hochgebirgsartigen und wüstenähnlichen, wesentlich durch physikalische Kräfte beeinflußten Landschaft die Vegetation zurücktritt, wird der physikalische Zerfall und der mechanische Transport der Gesteinsmassen besonders wirken und der Untergrund hat für die Bodenbildung starke Bedeutung. Nach Drygalski werden hinsichtlich des Zusammenhanges von Untergrund und Landschaftsform 4 Formengruppen, Urgebirgstyp, Heklaa-Hook,- Old-Red- und Eisfjordtyp unterschieden, die auch durch besondere Vereisung charakterisiert sind. An den Küsten treten außerdem niedrige flache Vorländer auf, die zumeist schuttbeladen sind, und die Vegetationsform der Tundra aufweisen. Die klimatischen Verhältnisse werden ziffernmäßig belegt. Durch das Klima wird die Tundra bedingt, deren Charakter an Hand ausführlicher Literaturangaben zu schildern versucht wird. Die Tundraböden sind durch Auflagerung von absorptiv ungesättigtem Humus gekennzeichnet und weisen daher trotz des Zurücktretens chemischer Verwitterung humide Verhältnisse auf. Da die Bodenwässer elektrolytarm sind, findet keine Ausflockung statt und der Bodenfluß, die Solifluktion entwickelt sich. In beschränkter Verbreitung neben der Tundra finden sich noch Spaltenfrostböden (Gemische ausgebleichter Mineralfragmente mit mehr oder weniger unzersetzten Torfmassen), denen noch äolisches Material beigemengt ist.

Die erste Bodenprobe, ein stark steinhaltiger grusiger Sand- oder Schuttboden von braunroter Färbung, als Verwitterungsboden

zwischen Blockmeeren von Granit, Gneis, Quarzporphyr vorkommend, stammt aus dem Gebiet der Magdalenen-Bay. Die größeren Bruchstücke von $1\frac{1}{2}$—2 cm, innerlich frisch, zeigen eine sehr dünne, äußerlich schmutzig-rötlichbraune matte Politur. Sand und Feinsand machen den Hauptteil der Feinerde aus. Die chemische Analyse gewinnt nach der Menge der Alkalien, der erhöhten Salzsäurelöslichkeit der Tonerde, Vergleich mit den bekannten HILGARD'schen Analysenziffern humider und arider Böden und nach der Zusammensetzung des VAN BEMMELEN'schen Verwitterungssilikates das Ergebnis, daß ein Produkt humider Bodenbildung vorliegt. Eine mechanische Abfuhr feiner Teile muß dabei stattgefunden haben. Die zweite Probe, ein grauer Grus-Sandboden, läßt auf ähnliche Verhältnisse schließen. Nur ergibt sich aus dem Verhältnis $Al_2O_3 : SiO_2 = 1 : 2{,}18$ stärkere chemische Verwitterung. Der graue lehmige Sandboden der dritten Probe, außerordentlich arm an Silikaten oder deren Verwitterungsprodukten, erweist sich auch als deutlich humid. das Tonerde-Kieselsäure-Verhältnis ist aber 1 : 0,79, wie es eigentlich nur in Lateritböden bekannt ist. Der Boden ist offenbar aus Sandstein entstanden, was das chemische Verhalten zum Teil erklärt. Eine weitere lehmige graubraune alkalisch reagierende Probe, wohl mit äolischer Masse vermischt, weist auf Grund ihrer Löslichkeit in Salzsäure auf aride Verhältnisse. Das Verhältnis Al_2O_3 zu SiO_2 ist hier sogar 1 : 0.39. Ein äolischer Staub schließlich, der nach dem Salzsäureauszug rein humid ist, zeigt ebenfalls im Verwitterungssilikat ein niedriges Verhältnis $Al_2O_3 : SiO_2 = 1 : 0{,}53$. Die Untersuchung eines sandreichen Mergels hat kaum besondere Bedeutung.

Der größte Teil der Bodenproben weist also nach der chemischen Zusammensetzung (im HCl-löslichen Anteil) und dem Vorherrschen der Feinerde auf eine Einwirkung chemischer Verwitterung hin, die man zunächst nicht vermutet. Deutlich humide Böden liegen vor. Eine Probe zeigt abweichend von den übrigen aride Verhältnisse [was mit den Mitteilungen HÖGBOM's über Salzausblühung und Rindenbildung und NORDENSKJÖLD's über kontinentales Klima in arktischen Gebieten sehr schön zusammenpaßt und uns die Sicherheit gibt, daß hier aride Verhältnisse auftreten. Ref.].

Die auffallend niedrigen Werte in dem nach VAN BEMMELEN festgestellten Verhältnisse im Verwitterungssilikat von $Al_2O_3 : SiO_2$ bei einigen Proben geben dem Verf. Veranlassung zu prüfen, ob die Auffassung VAN BEMMELEN's richtig ist, daß bei einem niedrigeren Verhältnis als 1 : 3 von lateritartiger Verwitterung zu sprechen ist. An Hand zahlreicher Analysen von LÜDECKE aus dem Odenwald und vom Oberrhein zieht Verf. den Schluß, daß dies nicht der Fall ist. [Demgegenüber muß darauf hingewiesen werden, daß die Zahlen LÜDECKE's nur mit Vorsicht herangezogen werden können. Es müßte erst die einwandfreie Feststellung vorliegen, daß es sich bei diesem Material um rezente Verwitterung handelt. Das viel zu wenig beachtete Vorkommen fossiler Verwitterungsrinden, die weit verbreitet in Deutschland zu finden sind, kann hier fälschend eingreifen. In der Oberpliocänzeit haben wir in Süd- und Mitteldeutschland Hydratverwitterung gehabt (vgl.

die Bauxite des Vogelsbergs, Roterde und Bohnerztone). Im Odenwald sind in dieser Zeit flächenhafte Einebnungen erfolgt, daher können diese, wie auch in anderen Gegenden, noch Reste der Verwitterungsrinden des Oberpliocäns aufweisen. Daß bei einigen jüngeren von Lüdecke's analysierten Böden ein niedrigeres Verhältnis vorhanden ist, ist dabei bedeutungslos. Eine Auseinandersetzung darüber würde hier zu weit führen. Ref.]

Harrassowitz.

E. Blanck: Über die chemische Zusammensetzung des nach der Schlämmethode von Atterberg erhaltenen Tons. (Die landwirtschaftlichen Versuchsstationen. **41**. 1918. 85—91.)

Verf. bestimmte an 6 Bodenproben verschiedenster Herkunft im Anteil unter 0,002 mm, dem sog. Rohton, die Kieselsäure und die Summe der Sesquioxyde ($Al_2O_3 + Fe_2O_3$). Es ergibt sich, daß die nach Atterberg gewonnene Fraktion geringster Teilchengröße eine erheblich einheitlichere chemische Zusammensetzung in chemischer Beziehung besitzt, als die nach Schlösing-Grandeau erhaltene. Zwar entspricht sie nicht der chemischen Zusammensetzung des reinen Kaolins [was auch nicht zu erwarten ist. Ref.], kommt diesem aber in seiner Zusammensetzung erheblich näher, als bei dem anderen genannten Verfahren. Harrassowitz.

K. v. See: Über den Profilbau der Marschböden. (Intern. Mitt. f. Bodenk. **10**. 1920. 169—185.)

Verf. hat in der alten Elb- und Ostemarsch eine Anzahl Bodenprofile genau und sorgfältig aufgenommen und mit den Bodenprofilen der gewöhnlichen Verwitterung verglichen. Bemerkenswert für den Marschboden ist zunächst der Aufschlickungsvorgang, der feingeschichtete, tonige und sandige Lagen von einer gewissen Wasserdurchlässigkeit entstehen läßt. Mit der Ackerbenutzung beginnt dann die Entkalkung der oberen Profilregion, zuerst schnell, später langsamer, bis zum Verschwinden des Carbonatgehaltes, worauf Entsättigungsvorgänge in den gelartigen Bodenbestandteilen und chemische Zersetzung kalkhaltiger Silikate eintraten. Nach dem Verlust des Carbonatkalkes wurden unter Verschwinden der ursprünglichen Schichtung die tonigen Substanzen, das Eisen und der im feuchten Marschklima sich reichlich bildende Humus beweglich. „Es trat gleichsam eine Entmischung ein dadurch, daß in erster Linie Tonsubstanz in die Tiefe wanderte, sich ihr zeitweise in stärkerem Maße der Humus anschloß" und während und nach diesen Vorgängen Eisen, z. T. vielleicht selbständig, in die Tiefe wanderte, sich dort ausschied und anhäufte. Das Ergebnis dieser Wanderungen sind sekundäre, schichtartige Niederschläge von überwiegend toniger, hellfarbiger oder mehr tonighumoser, dunkelfarbiger Beschaffenheit, in allen Graden der Intensität mit Eisenfärbung oder Eisenausscheidungen versehen.

Die Entkalkung kann bis tief in das ständige Grundwasser reichen unter Bildung pflanzenschädlicher Erdschichten (Maibolt, Bittererde). Kalkkonkretionen oder schichtige Kalkausscheidung wurden nicht beobachtet.

Die ausgeschiedenen Ton- und Tonhumusschichten sind die sog. Kmikbildungen. Die beweglich gewordene Tonsubstanz ist zähe und klebend. Doch bleiben die Kmikschichten meist porös. Außer diesen von oben her kommenden Substanzausscheidungen sind Niederschläge toniger und rostiger Natur aus dem Grundwasser (sog. Gleibildungen) zu beobachten.

Verf. bezeichnet die von ihm untersuchten Böden als podsolige und glei-podsolige, bei welchen eine echte Bleicherdebildung mit Sicherheit nicht festzustellen ist. **Stremme.**

Nordenskjöld, O.: Några klimattyper från inlandsisens randområden och deras betydelse för kännedomen om istidens klimat. (Forh. Skand. Naturforsk. Möte. **16**. 355—357. Kristiania 1918.)

Arrhenius, S.: Klimatiska ändringar. (Forh. Skand. Naturforsk. Möte. **16**. Kristiania 1918. 28—42.)

Sedimentärgesteine.

Sven Odén: Automatisch registrierbare Methode zur mechanischen Bodenanalyse. (Studien über Tone. 2.) (Bull. Geol. Inst. Univ. of Upsala. **16**. 15—64. 18 Fig. 1919.)

—: Über die Vorbehandlung der Bodenproben zur mechanischen Analyse. (Studien über Tone. 3.) (Ebenda. 125—134. 1 Taf. 18 Fig.)

Sven Odén und **A. Reuterskiöld**: Zur Kenntnis des *Ancylus*-Tons. (Studien über Tone. 4.) (Ebenda. 135—158.)

Wenn ein kugelförmiges Teilchen unter dem Einfluß der Schwere in einer Flüssigkeit zu sinken beginnt, so ist nach C. G. Stokes der Reibungswiderstand der Flüssigkeit $w = 6\pi r \eta v$, worin v die Geschwindigkeit des Teilchens, η die innere Reibung der Flüssigkeit, r den Radius des Teilchens bedeutet. Hat das Teilchen seine konstante Geschwindigkeit erreicht, so muß die Gravitationskraft gleich dem Reibungswiderstand sein. d. h. $6\pi r \eta v = \frac{4}{3}\pi r^3 (\sigma - \sigma_1) g$ oder $v = \frac{2}{9} g r^2 \frac{\sigma - \sigma_1}{\eta}$, worin g die Gravitationskonstante, σ das spezifische Gewicht des Teilchens, σ_1 dasjenige der Flüssigkeit bedeutet. Ist v bekannt, so läßt sich demnach r berechnen. Die Gleichung gilt allerdings nur unter gewissen Voraussetzungen bezüglich der Größe der Teilchen und der Menge der Flüssigkeit, der Starrheit und Oberflächenbeschaffenheit der sinkenden Teilchen und deren Radius und unter der Annahme, daß zwischen letzteren und der Flüssigkeit keine Gleitung statthat. Eine exaktere Form hat C. W. Oseen der Widerstandsgleichung gegeben.

Bei einer Schlämmanalyse würden gleichartige Teilchen nur dann gleichzeitig zu Boden gelangen, wenn sie alle kugelförmig wären. Da dies nicht zutrifft, so ist die Gestalt und dazu die Fallage der Teilchen bestimmend für ihre Fallgeschwindigkeit, d. h. Teilchen von verschiedener Größe werden gleichzeitig am Boden des Schlämmzylinders ankommen. Durch Berechnung einer Kugel, die mit all den verschiedengestalteten Teilchen einer Schlämmfraktion zu Boden gelangt wäre, findet man den mittleren „Äquivalentradius" dieser Teilchen. Die von Atterberg [1] vorgenommenen Ausmessungen der Körnergröße schwedischer Sand- und Tonteilchen und Verf.'s Berechnungen aus den beobachteten Fallzeiten in Wasser von 15° zeigen doch, daß die berechneten Äquivalentradien und die mittleren Dimensionen der abgeschlämmten Teilchen ziemlich übereinstimmen:

Absatzzeit für 10 cm Fallhöhe nach Atterberg	Geschwindigkeit in cm/sec	Äquivalentradius berechnet in cm nach Stokes	Äquivalentradius berechnet in cm nach Oseen	Die abgeschlämmten Körnchen haben n. Atterberg einen Radius von
5 Sek.	2	$78 \cdot 10^{-4}$	$101 \cdot 10^{-4}$	$100 \cdot 10^{-4}$ cm
50 „	0,2	$24{,}8 \cdot 10^{-4}$	$25 \cdot 10^{-4}$	$30 \cdot 10^{-4}$ „
7' 30 „	$22{,}2 \cdot 10^{-3}$	$8{,}3 \cdot 10^{-4}$	$8{,}3 \cdot 10^{-4}$	$10 \cdot 10^{-4}$ „
1 Stunde	$27{,}78 \cdot 10^{-4}$	$2{,}9 \cdot 10^{-4}$	$2{,}9 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$ „
8 Stunden	$3{,}472 \cdot 10^{-4}$	$1{,}03 \cdot 10^{-4}$	$1{,}03 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$ „
24 „	$1{,}157 \cdot 10^{-4}$	$597 \cdot 10^{-7}$	$597 \cdot 10^{-7}$	
100 „	$27{,}78 \cdot 10^{-6}$	$295 \cdot 10^{-7}$	$295 \cdot 10^{-7}$	

Wenn eine Suspension von kleinen Teilchen mit gleichem Äquivalentradius in einem zylindrischen Gefäß bis zu gleichmäßiger Verteilung aufgeschlämmt wird, so ist die Geschwindigkeit, mit der die Ablagerung auf dem Boden erfolgt, der Gesamtmenge der Teilchen direkt und die Höhe der Flüssigkeit umgekehrt proportional und von der Zeit unabhängig, d. h. bei Beginn so groß wie zum Schluß. Bei ungleich großen Äquivalentradien wird gleichfalls die Geschwindigkeit der Ablagerung der Gesamtmenge direkt, der Flüssigkeitshöhe umgekehrt proportional, dagegen von der Zeit abhängig sein, denn der Absatz der größeren Teilchen geschieht schneller als der der kleineren und in verschiedenen Abschnitten der Versuchszeit muß verschieden viel von der Suspension zu Boden sinken. Die graphische Darstellung ist die Fallkurve. Um diese durch den Versuch zu erlangen, hat Verf. einen sehr verwickelt zusammengesetzten Apparat in Gang gebracht, der in all seinen Feinheiten ausführlich beschrieben wird. Er besteht zunächst aus dem 35 cm hohen, 138 mm weiten Fallzylinder, über dessen Boden die „Fallplatte" schwebt, die die eine Schale einer

[1] Die mechanische Bodenanalyse und die Klassifikation der Mineralböden Schwedens. (Intern. Mitt. f. Bodenkunde. 2. 1912. 319.)

Wage ersetzt. Sinkt die Fallplatte infolge des allmählichen Schlammabsatzes, so wird ein elektrischer Kontakt geschlossen und durch den Strom ein kleiner Apparat in Gang gesetzt, der auf die andere Wagschale eine Stahlkugel von bekanntem Gewicht legt (zwischen 0,4366 g und 0,0153 g, abnehmend mit fortschreitendem Versuch, wobei je 100 von gleichem Gewicht zur Verfügung standen). Auf einem ablaufenden Papierstreifen wird die Zeit und die jedesmalige Auflage eines Gewichtchens registriert. Mit dem selbstregistrierenden Apparat wurden Versuche bis zur Dauer von 150 Stunden vorgenommen: dann haben die kleinsten Teilchen nur noch Durchmesser von unter 0,3 μ und die Ausscheidung ist kaum mehr merklich. Die beigefügten Tabellen und Kurven lehren den Verlauf des Versuches und zeigen teilweise zugleich, wie weit die Ergebnisse von der Konzentration der Suspension und dem dadurch bedingten größeren oder geringeren Auftrieb auf die Fallplatte abhängig sind. Zu große Konzentration verzögert selbstverständlich auch die Ausfallgeschwindigkeit. Sie sollte 1—5 g auf den Liter Wasser nicht überschreiten. Ebenso müssen Temperaturschwankungen oder ungleichmäßige Erwärmung des Versuchszylinders vermieden werden.

In der an zweiter Stelle genannten Abhandlung werden 9 verschiedene Arten der Vorbehandlung geprüft und durch graphische Darstellung der Resultate verglichen, durch welche bei der mechanischen Analyse die Krümelstruktur in die Einzelkornstruktur übergeführt und die Probe in ihre Primärteilchen aufgelöst werden soll. Es ergibt sich als geeignetste „Normalmethode" für die Vorbehandlung die folgende: „Das Tonstück ist am besten nicht im Mörser zu zerkleinern, sondern als ganzes Stück unter allmählichem Zusatz von ammoniakhaltigem Wasser sorgfältig auf der Fläche mit einem steifen Pinsel zu bearbeiten und dadurch zu zerreiben. Hierdurch werden vor allem die kleinsten Teilchen am vollständigsten losgelöst. Gröbere Teilchen werden dann abgeschlämmt oder besser abzentrifugiert und dieser Brei nochmals mit dem Pinsel bearbeitet, ehe mit Ammoniak auf der Maschine geschüttelt wird. Durch dieses Schütteln mit Ammoniak werden vor allem die gröberen Aggregate (Sekundärteilchen) aufgelöst . . . . . Das Wesentlichste ist die Einwirkung des Ammoniaks, welches in dreierlei Hinsicht wirksam ist, nämlich durch

1. Verstärkung der negativen Ladung der Tonteilchen, wodurch die Teilchen aufeinander abstoßend wirken und Koagulation verhindert wird.

2. Auflösung solcher Aggregate, worin Humussäuren als Bindemittel zwischen den Teilchen fungieren. Die Humussäuren werden von der Base als Ammoniumhumate aufgelöst.

3. Die Zunahme der Alkalität des Dispersionsmittels, wodurch gemäß dem Massenwirkungsgesetz die Dissoziation der Calciumionen zurückgedrängt und Koagulation durch Calciumkationen verhindert wird:

$$Ca^{\cdot} + 2\,OH' \rightleftharpoons Ca(OH)_2.$$"

Die Studie über den *Ancylus*-Ton soll eine Reihe von Untersuchungen über spezielle Tone mittels der von Odén entwickelten Arbeits-

methode beginnen. Die Hauptmenge des postglazialen Tones in Schweden ist dadurch entstanden, daß der durch die abschleifende Tätigkeit des Landeises gebildete Schlamm ursprünglich zwar als Bänderton auf dem Meeresboden niedergeschlagen, nach dessen Emporhebung aber durch Fluß- und Wellenerosion wieder umgeschlämmt und in Senkungen zusammengeschwemmt wurde, wo diese Tone heute noch lagern. Der *Ancylus*-Ton schließt sich als fein gestreifter, grauer, besonders feinkörniger und dichter Ton, nach oben hin völlig homogen, an den marinen Bänderton an und geht desgleichen nach oben in den marinen *Litorina*-Ton über. Die vorliegende Untersuchung bezieht sich auf jene obersten, homogenen Lagen des *Ancylus*-Tones aus der nächsten Umgebung von Upsala. Durch Verwitterungsprozesse kann der Ton nicht wesentlich verändert sein, denn er lag noch am Ende der Bronzezeit (vor 2500—3000 Jahren) unter dem Meeresspiegel und ist von der 2 m mächtigen *Litorina*-Ablagerung geschützt; dazu reicht auch der Einfluß der Vegetation nicht tief genug.

In einer Tabelle werden die Resultate der Schlämmanalyse ausführlich angegeben. Sie wird nachstehend auszugsweise und in zusammengedrängter Form mitgeteilt, wobei es auch gut schien, in einer besonderen Spalte noch das errechnete Gewicht der Teilchenmengen zu verzeichnen, denen die innerhalb eines gewissen Intervalles gelegenen Äquivalentradien zugehören. Man ersieht die plötzliche Zunahme der Teilchenzahl im Intervall 2—1 μ, die ungeheure Zahl von 2900 Billionen Teilchen in der Gesamtmenge von 100 g und die beträchtliche Gesamtoberfläche von 500 qm[1].

Äquivalentradius r	In 100 g Ton		
	Gewicht der Teilchen	Anzahl der Teilchen	Oberfläche der Teilchen
$>7\ \mu$	2,8 g		
7 —6 μ	0,7 „	0,2 Milliarden	0,1 qm
6 —5 „	0,9 „	0,5 „	0,2 „
5 —4 „	1,5 „	1,5 „	0,4 „
4 —3 „	2,5 „	5 „	0,8 „
3 —2 „	4,5 „	28 „	2,1 „
2 —1 „	11,4 „	450 „	9,7 „
1 —0,5 „	15,7 „	4,7 Billionen	25,6 „
0,5 —0,3 „	12,2 „	20,4 „	36,4 „
0,3 —0,25 „	5,1 „	22,7 „	20,9 „
0,25—0,20 „	7,2 „	58,1 „	36,0 „
0,20—0,17 „	4,5 „	64,2 „	27,5 „
$<0,17\ \mu$ (im Mittel 0,1 μ) .	30,9 „	2730 „	340 „
Summe	99,9 g	2900 Billionen	500 qm

[1] Die ziemlich umständliche Umrechnung und Neuberechnung ist von meinem Assistenten Studienassessor Dr. Rasch ausgeführt worden. Ref.

Der innerhalb 20 Minuten abgeschiedene Teil des Tons (bis zu 5,13 μ Äquivalentradius) enthält hauptsächlich scharfeckige Quarzkörner von 0,5—0,1 mm, sehr spärlich auch Feldspat- und ganz vereinzelt frische Körner von Epidot und Hornblende. Einige große (0,5—1 mm) braungelbe Quarzkörner von rauher Oberfläche dürften, da sie gerundet und abgeschliffen sind, von einem Sandstein herrühren. Die Schlämmungen wurden über 3 Monate lang fortgesetzt, es gelang aber trotzdem nicht, die allerfeinsten Fraktionen (etwa unter 0,2 μ) zu trennen.

In nachstehender Tabelle ist die chemische Zusammensetzung des ungeschlämmten Tones und diejenige einiger Fraktionen der Schlämmung angegeben:

	Ungeschlämmter Ton	Fraktion 5,13—1,05 μ	Fraktion 1,05—0,60 μ	Fraktion 0,60—0,23 μ	Fraktion $<$ 0,23 μ
SiO_2 . . .	51,4	69,5	64,0	59,1	50,2
TiO_2 . . .	0,7	1,0	0,8	0,8	—
Al_2O_3 . .	23,2	9,8	19,2	20,8	27,3
Fe_2O_3 . .	11,1	8,2	5,6	7,7	13,5
CaO . . .	2,3	2,5	2,6	2,5	2,3
MgO . .	4,8	3,0	2,0	1,5	0,8
MnO . . .	0,1	—	0,1	—	—
K_2O . . .	5,3	3,8	4,3	4,8	5,4
Na_2O . .	1,4	2,1	1,7	2,1	0,7
	100,3	99,9	100,3	99,3	100,2

Man erkennt den großen Kieselsäuregehalt und den auffallend geringen Al_2O_3-Gehalt der gröbsten Fraktion; sie weisen darauf hin, daß diese viel Quarz enthält. Mit abnehmender Korngröße nimmt ersterer rasch ab, letzterer samt dem Fe_2O_3-Gehalt schnell zu; der Gehalt an CaO, MgO, K_2O und Na_2O zeigt keine so auffälligen Änderungen. Wahrscheinlich stammen die sehr feinkörnigen Verwitterungsprodukte — denn um solche handelt es sich wohl in den feineren Fraktionen — aus den tonhaltigen Zermahlungsprodukten, welche die Vergletscherung den Silurgesteinen des Bottnischen Meerbusens entnommen hat. Eine quartäre Verwitterung des *Ancylus*-Tones kann als ausgeschlossen gelten.

Zum Schluß wird das Verhalten des Tones gegen Salzsäure erörtert. Von 0,4 μ an abwärts wird fast der ganze Ton aufgelöst, was einerseits damit zusammenhängt, daß die kleinsten Teilchen Verwitterungsprodukte sind, andererseits sich aus der großen Oberfläche der dem Angriff ausgesetzten Teilchen erklärt. Feinere Fraktionen werden durch die Behandlung mit Salzsäure grobkörniger; umgekehrt gröbere feinkörniger, weil durch die Säureeinwirkung nur wenig Teilchen ganz weggelöst und fast alle verkleinert werden. **Bergeat.**

Historische Geologie.

Allgemeines.

Th. Arldt: Handbuch der Paläogeographie. Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin 1917—1921. 2 Bände.

Verf. verfolgt in diesem Werke das Ziel, eine zusammenfassende Übersicht über das Gesamtgebiet der Paläogeographie in weitestem Sinne zu geben.

Der erste Band wird durch eine ganz kurze Besprechung des Permanenzproblems der Ozeane eingeleitet; Verf. lehnt die von Willis für die Permanenz der Ozeane vorgebrachten Argumente ab und tritt für eine weitgehende Nichtpermanenz der Ozeane ein. Hierauf folgt die sehr eingehend und mit außerordentlich großer Literaturkenntnis dargestellte Geschichte der paläogeographischen Rekonstruktionen. An den Schluß des allgemeinen Teiles stellt Arldt einen Gliederungsversuch des Gesamtgebietes der Paläogeographie. Unter den vom Verf. vorgeschlagenen neuen Fachausdrücken wäre dem Namen „Paläaktologie" für die Lehre von dem Verlaufe der alten Küstenlinien eine weitere Verbreitung zu wünschen; die übrigen Namen werden wohl nur so weit allgemein angenommen werden, als sie den Unterabteilungen der Geographie entsprechen.

Der ganze übrige Teil des ersten Bandes behandelt auf 640 Seiten die Paläaktologie. Bei Erörterung der Methoden werden den vier von Schuchert unterschiedenen geologischen Methoden noch drei biographische angefügt. Ich möchte die paläontologische Methode lieber zu den biogeographischen als den geologischen zählen, da sie ja nur eine — wegen der Lückenhaftigkeit der paläontologischen Überlieferung allerdings beschränkte — Anwendung der biogeographischen Methoden auf die fossile Lebewelt darstellt.

Bei der Besprechung der Landbrücken werden mit besonderer Ausführlichkeit die sich aus dem Vorkommen rezenter Tiere und Pflanzen ergebenden Verbindungen dargelegt, wobei zahlreiche Gattungen und Arten namentlich angeführt werden, während die fossilen Floren und Faunen, insbesondere die Marinfaunen, aus deren Verteilung ja auch wichtige Schlüsse auf das Vorhandensein von Landbrücken gezogen wurden, stark zu kurz kommen. Zum Schlusse folgt eine tabellarische Übersicht über die Landbrücken auf den paläogeographischen Karten der verschiedenen Autoren.

In dem Abschnitte „Alte Kontinente und Ozeane" wird zunächst eine einheitliche paläogeographische Nomenklatur vorgeschlagen, die darin gipfelt, alle Kontinente auf -is, alle Meeresbecken auf -ik endigen zu lassen. Diese Vereinheitlichung ist gewiß zu begrüßen, doch glaube ich, daß sich so allgemein eingebürgerte Namen wie Suess' „Tethys" nicht leicht durch den farbloser klingenden „Mediterranik" werden verdrängen lassen. Auch hier wieder werden in einer tabellarischen Übersicht die Kontinente und Ozeanbecken in den einzelnen Formationen zusammengestellt.

Den nächsten Abschnitt „Paläogeographische Erdkarten" halte ich für einen der schwächsten des Buches. Hier werden die Rekonstruktionsversuche der einzelnen Autoren mehr minder kritiklos nebeneinandergestellt. Eine stratigraphische Begründung für die Rekonstruktionsversuche wird man vergebens suchen; in dieser Hinsicht bietet selbst die kleine Paläogeographie von Kossmat (Sammlung Göschen) bei weitem mehr. Als einen besonderen Mißgriff möchte ich die beigegebenen Kärtchen bezeichnen, auf welchen die Rekonstruktionsversuche aller Paläogeographen derart vereinigt erscheinen, daß mit drei Signaturen 1. Land nach Ansicht aller, 2. Land nach Ansicht einiger, 3. Meer nach Ansicht aller Paläogeographen ausgeschieden wird. Denn abgesehen davon, daß bei dem kleinen Maßstabe durch den Überdruck der zahlreichen Linien ein sehr unübersichtliches, verwirrendes Bild entsteht, sind die Differenzen im Verlaufe der Küstenlinien bei den einzelnen Autoren entweder darauf zurückzuführen, daß die älteren Karten durch die neueren überholt sind, oder — besonders im Bereiche der heutigen Ozeane — derart durch Zufälligkeiten bedingt, daß man keineswegs behaupten kann, daß das Vorhandensein von Meer oder Land dort am sichersten nachgewiesen erscheint, wo durch mechanisches Übereinanderlegen aller Rekonstruktionsversuche sämtliche als Meer (bezw. als Land) ausgeschiedenen Flächen aufeinander fallen. Nur ein besonderes krasses Beispiel: aus der Karte des Albien (p. 393) muß man herauslesen, daß damals Ostaustralien trotz des Nachweises mariner Sedimente nach Ansicht aller Paläogeographen Festland war (!). Sämtliche paläogeographische Karten (in diesem Falle bloß Lapparent) sind doch an dieser Stelle durch den erst später erfolgten Nachweis mariner Sedimente überholt und ist daher die Annahme einer „Paläonotis" in dem auf der Karte angegebenen Umfang gänzlich unmöglich. Obwohl Verf. dies selbst bemerkt (p. 394), hat er doch nicht gewagt, an Stelle der überholten Rekonstruktion eine neue zu setzen. Es wäre überhaupt viel wertvoller gewesen, wenn Arldt statt dieser höchstens „historisches Interesse" bietenden Kärtchen auf Grund seiner ausgebreiteten Literaturkenntnis neue, dem heutigen Stande der Kenntnis angepaßte Karten entworfen und im Text auf die Unterschiede gegenüber den älteren Karten hingewiesen hätte.

In dem Abschnitt: „Paläogeographische Länderkarten" versucht Verf., die von Willis, besonders aber von Schuchert in Nordamerika mit Erfolg angewendete Methode der positiven und negativen Elemente auch auf die anderen Erdteile zu übertragen. Dieser Versuch ist zweifellos als ein Fortschritt zu bezeichnen, doch muß wohl beachtet werden, daß diese Elemente von sehr verschiedenem Werte sind. In Europa z. B. treten einige dieser Elemente, so die Arvernis oder Bohemis, mit größter Deutlichkeit als positive Elemente hervor, während andere, wie die Borussis, als selbständige positive Elemente sehr zweifelhaft sind. Auf weitaus schwächeren Füßen stehen begreiflicherweise die meisten positiven und negativen Elemente in den übrigen Erdteilen. Die mit großer Mühe zusammengestellte tabellarische Übersicht am Schlusse der einzelnen Ab-

schnitte hätte wie einige andere ähnliche Zusammenstellungen ohne Schaden wegbleiben können, da sie alles eher als eine anschauliche Vorstellung von der Entwicklung des Kartenbildes der Erdteile im Laufe der geologischen Formationen vermittelt. Eine Serie von Karten wäre hier anschaulicher gewesen; überhaupt hätte eine reichlichere Ausstattung des Werkes mit Karten so manchen Teil des Textes, der im wesentlichen nur eine Beschreibung der Karte ist, mit Vorteil ersetzen können.

In der „Inselkunde" werden die sich aus biogeographischen Tatsachen ergebenden Schlüsse über das Alter der Abtrennung der einzelnen heute bestehenden Inseln von den Kontinenten, bezw. von den Nachbarinseln besprochen. Dieser durchweg biogeographische Abschnitt unterscheidet sich dadurch sehr vorteilhaft von den vorhergehenden, vorwiegend geologischen Kapiteln, daß in ersterem Resultate samt Begründung, in den geologischen Abschnitten hingegen bloß Resultate angeführt werden.

Der zweite Band des Handbuches umfaßt die Paläorographie, Paläohydrographie, Paläoklimatologie, Paläobiogeographie und Paläokosmologie.

Zur Paläorographie gehören die Paläoptychologie, die Lehre von dem Verlaufe der Faltenzonen, die Paläektypologie, die Lehre vom Erdrelief, und die Paläovulkanologie, die Lehre von der örtlichen Verbreitung der vulkanischen Tätigkeit in früheren erdgeschichtlichen Perioden.

Ich würde es vorziehen, die Paläoptychologie, welche ja einen sehr großen Teil der tektonischen Geologie umfaßt, überhaupt aus der Paläogeographie auszuscheiden; denn abgesehen davon, daß gerade durch diesen Abschnitt der Umfang der Paläogeographie allzu sehr erweitert würde, entspricht der Paläoptychologie in der rezenten Geographie kein Gegenstück, da die Lehre von den gegenwärtigen tektonischen Vorgängen nicht der Geographie, sondern bereits der Geologie angehört. In der Paläoptychologie konnte Verf. natürlich nur ganz kurz, wenn auch unter Heranziehung sehr zahlreicher Literatur, über diesen Gegenstand referieren. Hierzu möchte ich nur bemerken, daß er p. 696, 697 die mesozoischen Falten der Ostalpen stark unterschätzt.

Hingegen ist die Paläektypologie, auf welche ich den Namen Paläorographie beschränken möchte, zweifellos ein Zweig der Paläogeographie. Hierher gehören alle geologischen und morphologischen Untersuchungen, deren Ziel die Erforschung der Gestalt einer früheren Landoberfläche ist.

In der Paläovulkanologie wird vor allem die Verbreitung der Eruptivgesteine in den einzelnen erdgeschichtlichen Perioden dargestellt; es ist zweifelhaft, ob man dies zur Paläogeographie rechnen soll. Sicher aber gehört zur Paläogeographie die allerdings nur selten mögliche Rekonstruktion vorzeitlicher Vulkanberge.

Aus denselben Gründen wie bei der Paläoptychologie möchte ich auch die rein geophysikalische Paläesologie, die Lehre von den früheren Zuständen des Erdinnern, aus der Paläogeographie lieber ausschließen.

Die Paläohydrographie zerfällt in die Paläopotamologie, Paläolimnologie und Paläoozeanographie.

In der Paläopotamologie wird die Rekonstruktion der vorzeitlichen Flußsysteme behandelt. Hier fiel mir auf, daß p. 757 der norische Fluß Schaffer's irrtümlicherweise in die Trias versetzt wurde. Bei Behandlung der tertiären und quartären Flußläufe wird besondere Aufmerksamkeit den Flußverlegungen zugewendet. Kärtchen erläutern das Kampfgebiet zwischen Rhein und Donau, die alten Flußläufe des Elbsandsteingebirges, die norddeutschen Urstromtäler und das vorquartäre Flußsystem Südostasiens, Nordamerikas, Afrikas und Australiens.

In der Paläolimnologie wird zwischen den vorquartären, erloschenen und nur mit stratigraphischen Methoden erkennbaren und den quartären, z. T. noch heute bestehenden Seen unterschieden. Kärtchen zeigen die Ausdehnung des Sarmatischen Sees und die paläogeographische Entwicklung der Canadischen Seen.

In der Paläoozeanographie werden die Meerestiefen, der Salzgehalt, die Temperaturverteilung, die Meeresströmungen und die Korallenbauten der vorzeitlichen Meere behandelt.

In der Paläoklimatologie, und zwar in deren erstem Abschnitt, der Paläothermologie und Paläombrologie, werden nach einer Besprechung der Methoden zunächst die Glazialerscheinungen behandelt: die vorcarbonischen (algonkischen, cambrischen, silurischen und devonischen) Glazialspuren, die permocarbonische und die quartäre Eiszeit. Sehr begrüßenswert sind die tabellarischen Zusammenstellungen, welche eine Parallelisierung der von den verschiedenen Autoren unterschiedenen quartären Eiszeiten und der für dieselben errechneten absoluten Zeitdauer ermöglichen sollen. Nun wird die Ausdehnung der quartären Gletscher in den verschiedenen Teilen der Erde beschrieben, wobei selbstverständlich die europäischen und nordamerikanischen quartären Gletscher die genaueste Besprechung erfahren und ebenso wie die Verbreitung der quartären Glazialgebiete der ganzen Erde auch auf Kärtchen dargestellt werden.

Der folgende Abschnitt behandelt die ariden Zeiten der Erdgeschichte im Algonkium, Devon, in der Trias und im Quartär. Bemerkenswerterweise faßt Arldt die Wüsten bis einschließlich Trias als Urwüsten im Sinne Walther's auf. p. 945 werden die alpinen Salzlager irrtümlicherweise in den Keuper statt in den Buntsandstein gestellt.

Dann wird gezeigt, daß seit dem Bestehen eines Solarklimas auf der Erde auch klimatische Zonen bestanden haben müssen, worauf eine chronologische Übersicht über die Klimaentwicklung in den einzelnen Formationen folgt.

Die Paläanemologie wird sehr kurz behandelt, da man die Windsysteme der Vorzeit nur aus der Verteilung von Land und Meer nach Analogie mit den heutigen Verhältnissen erschließen kann.

In der „ätiologischen Paläoklimatologie" werden die Hypothesen über die Klimaschwankungen der Vorzeit besprochen, wobei es sich natürlich in erster Linie um die Eiszeithypothesen handelt. In einer Zusammenfassung nimmt Verf. ein Zusammenwirken der verschiedensten Ursachen für das Auftreten von Klimaschwankungen an. Nur Polverschiebungen und die Einwirkung der Erdwärme lehnt er gänzlich ab.

Eine Paläomagnetologie ist derzeit noch nicht möglich.

In der Paläobiogeographie wird zunächst das Vorhandensein einer Universalflora und -fauna in einem früheren Abschnitt der Erdgeschichte wohl mit Recht abgelehnt. In der Paläofaunistik und -floristik werden zuerst die kontinentalen Faunen und Floren besprochen. Verf. gibt eine Tabelle, auf welcher er, von den heutigen tiergeographischen Reihen ausgehend, deren Entwicklung aus den paläogeographischen Karten der heutigen Kontinente theoretisch ableitet. Diese Überlegung ist aber ein Zirkelschluß, da die Paläaktologie im wesentlichen aus der Paläofaunistik und -floristik gewonnen ist. Nun wird, gleichfalls in Tabellenform, die Verteilung der Landtiere und Landpflanzen auf die einzelnen Kontinente der Vorzeit dargestellt, soweit sich dies paläontologisch feststellen läßt. In etwas anderer Weise werden in dem Abschnitt über die Ozeanfaunen nur vereinzelte, charakteristische Gattungen der verschiedenen tiergeographischen Reiche tabellarisch zusammengestellt. Daß hier nur eine knappe Auswahl getroffen werden konnte, ist selbstverständlich; auch scheint mir diese Auswahl im allgemeinen glücklich zu sein. Aufgefallen ist mir aber, daß p. 1069 *Neithea*, eine der universell verbreitetsten Bivalven der Oberkreide, als Charakterform des „Arktik" angeführt erscheint. Überhaupt scheint es unpassend, die mitteleuropäische und atlantisch-nordamerikanische Entwicklung der marinen Oberkreide, welche mit Ausnahme des Sosswagolfes und der Westküste Grönlands nirgends über den 60.° nördlicher Breite nach Norden reicht, als „Arktik" zu bezeichnen. In der Paläochorologie und Biotogenie wird auf 110 Seiten die phylogenetische Entwicklung der einzelnen Tier- und Pflanzenstämme mit besonderer Berücksichtigung des geographischen Momentes, in der Paläökologie werden die sich aus paläontologischen Befunden ergebenden Schlüsse über die seinerzeitige Bodenbedeckung, besonders aber die Erklärung des Vogelzuges aus paläogeographischen Momenten besprochen.

In der Paläokosmologie endlich werden kurz diejenigen Hypothesen behandelt, in welchen die Vorgänge auf der Erdoberfläche auf einfache geometrische oder physikalische Gesetze zurückgeführt werden. Vollständig ablehnend verhält sich Verf. gegenüber der Pendulationstheorie, teilweise anerkennend gegenüber der Wegener'schen Theorie, vollständig günstig steht er der Tetraederhypothese und der Theorie gegenüber, daß der Mittelmeergürtel einem ehemaligen Erdäquator entspricht.

Ein Registerband, welcher die Benützbarkeit des Werkes jedenfalls bedeutend erhöhen wird, ist derzeit noch ausständig.

Wenn ich mein Urteil über das Handbuch zusammenfasse, so möchte ich sagen, daß es sich hier um ein mit staunenswertem Fleiß und immenser Literaturkenntnis zusammengetragenes, sehr übersichtlich gegliedertes, streng objektiv gehaltenes Werk von dem Charakter eines Sammelreferates handelt, welches bei jeder Beschäftigung mit irgendeinem Gebiete der Paläogeographie in weitestem Sinne mit Erfolg herangezogen werden wird. Insbesondere ist die Auffindung von Literatur durch dieses Handbuch ganz wesentlich erleichtert worden.

Ein Urteil über die sachliche Richtigkeit der einzelnen Angaben zu fällen, ist schon deshalb nicht möglich, weil sich kein Referent finden wird, der den ganzen in diesem Werk behandelten, außerordentlich heterogenen Stoff in einer solchen Weise beherrscht, um ein Urteil über die Verläßlichkeit der Detailangaben zu besitzen. In dieser Hinsicht wird sich der Wert und die Zuverläßlichkeit des Buches erst im Laufe der Zeit erweisen. Auf einige — übrigens bei der riesigen Menge von daselbst zur Verarbeitung gelangten Literatur durchaus verzeihliche — sachliche Irrtümer habe ich bereits oben hingewiesen.

Trotz der unleugbaren Vorzüge wird besonders der Geologe speziell in der Paläaktologie nicht das finden, was er von einem groß angelegten Handbuche der Paläogeographie erwartet. Weitaus besser als die geologische ist die biogeographische Seite der Paläogeographie in dem Buche ausgebaut und bietet dadurch auch dem in dieser Wissenschaft weniger vertrauten Geologen viel Anregung. **E. Spengler.**

Devon.

O. H. Schindewolf: 1. Über das Oberdevon von Gattendorf bei Hof a. S. (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. **68**. 1916. Monatsber. 1—3. 30—39. 1 Textfig.)

—: 2. Neue Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläontologie des deutschen Oberdevons. (Senckenbergiana. 2. H. 3/4. Frankfurt 1920. 114—129. 2 Textfig.)

1. Die erstere Arbeit bringt eine vorläufige Mitteilung über die Untersuchungen des Verf.'s im Oberdevon von Gattendorf östlich von Hof, die die allgemeinere Anwendbarkeit der von Denckmann für das Rheinische Gebirge inaugurierten und von Wedekind im einzelnen biostratigraphisch begründeten Oberdevongliederung dartun. Im Anschluß an die Arbeiten namentlich des letzteren konnte in dem großen Gattendorfer Steinbruche das Vorhandensein der *Cheiloceras*-Stufe (Oberdevonstufe II), der *Postprolobites*- (IV) und der *Laevigites*-Stufe (V) mit ihren charakteristischen Ammoneenfaunen nachgewiesen werden. Die Tiefstufe des Oberdevons, die *Manticoceras*-Stufe, wird — offenbar in ihrer Gesamtheit — durch Schalsteine, die sog. Planschwitzer Tuffe, mit *Spirifer Verneuili* Murch. und var. und *Phillipsastraea* cf. *Hennahi* Lonsd. vertreten. Im Hangenden der *Laevigites*-Stufe tritt eine Schichtenfolge mit einer in dieser Zusammensetzung bisher aus dem Rheinischen Gebirge unbekannten Cephalopodenfauna hervor, die jedoch gewisse Beziehungen zu der der *Wocklumeria*-Stufe (VI) Wedekind's erkennen läßt. Sie wird mit dem Fossley des Rheinischen Gebirges in Parallele gesetzt und mit diesem zusammen als eine untere Zone der *Wocklumeria*-Stufe aufgefaßt.

2. Die zweite Arbeit des Verf.'s stellt im Nachtrag zu der ersteren auch die Vertretung der *Prolobites*-Stufe (Oberdevonstufe III) inner-

halb des Gattendorfer Profils fest. Sodann erfährt der im Hangenden der *Laevigites*-Stufe aufsetzende Schichtkomplex auf Grund erweiterten Materials eine neue etwas abweichende Deutung. Die früher als Vertreter des Genus *Wocklumeria* Wdkd. aufgefaßten Goniatitenformen ließen bei einer Präparation der inneren Lobenlinie ihre Verschiedenheit gegenüber dieser Gattung erkennen. Für sie wird mit dem Genotyp *Gattendorfia subinvoluta* Mstr. em. Schdwf. die neue Gattung *Gattendorfia* aufgestellt. Da nun nach den von Wedekind aufgestellten biostratigraphischen Prinzipien durch die Lebensdauer der Gattung die Stufe charakterisiert wird, müssen die fraglichen Schichten als Repräsentanten einer neuen Stufe, der *Gattendorfia*-Stufe, aufgefaßt werden. Damit steht weiterhin im Einklang die ausgesprochene Selbständigkeit der übrigen Ammoneenfauna gegenüber der im Liegenden sowie der im Hangenden, der *Wocklumeria*-Stufe in dem ursprünglichen von Wedekind gegebenen Umfange. Der Fossley des Rheinischen Gebirges wird gleichfalls dieser neuen *Gattendorfia*-Stufe eingereiht. Im Anschluß daran wird auf Grund eigener Untersuchungen die horizontale Verbreitung der *Gattendorfia*-Stufe innerhalb des deutschen Oberdevons diskutiert. Sie konnte bisher, abgesehen von zahlreichen Aufschlüssen in der Umgebung von Hof, noch am Schübelhammer im Frankenwalde, am Bohlen bei Saalfeld, bei Bicken in der Dillmulde und am Kalkberge bei Ebersdorf nachgewiesen werden. Einige paläogeographische Bemerkungen beschließen den stratigraphischen Teil.

Im paläontologischen Abschnitt ist zunächst eine Revision und Erweiterung der Familie der Prolobitidae Wdkd. durchgeführt, in die als neu die Gattungen *Gattendorfia* Schdwf., *Paralytoceras* Frech und *Phenacoceras* Frech (+ *Balvites* Wdkd.) eingereiht wurden. Sodann wird eine neue Gruppierung der Familie der Gonioclymeniidae Hyatt em. Wdkd. gegeben, innerhalb deren auf Grund der progressiven Differenzierung der Lobenlinie die folgenden Genera ausgeschieden wurden: *Costaclymenia* Schdwf. (Lobenformel E L U I), *Sellaclymenia* Guemb. em. Schdwf. (E L U I mit flachem Mediansattel), *Gonioclymenia* Guemb. em. Wdkd. + *Kalloclymenia* Wdkd. (E A L U I), *Schizoclymenia* Schdwf. (E A L U_I U_{II} I) und *Sphenoclymenia* Schdwf. (E A_{II} A_I L U_I U_{II} I). **O. H. Schindewolf.**

W. Paeckelmann: Zur Stratigraphie des Sauerländischen Oberdevons. (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. **73**. 1921. Briefl. Mitt. 40—46.)

Stellungnahme zu R. Wedekind's Auffassungen über den Rheinischen Fossley und die Culmtransgression. Fußend auf Untersuchungen von H. Schmidt stellt Verf. zunächst einige geringfügige Änderungen an Wedekind's Gliederung des Oberdevons in Aussicht und wendet sich sodann gegen die von Wedekind vertretenen Anschauungen in der Fossleyfrage. Im Gegensatz zu diesem Autor, der den Fossleybegriff stratigraphisch definiert und auf die im Hangenden der *Laevigites*-Stufe auftretenden

Rotschiefer beschränkt. faßt Verf. den Fossley lediglich petrographisch als eine in verschiedenen Horizonten vorkommende Fazies der Cephalopodenkalke auf. Während eine solche Begriffserweiterung vollkommen dem subjektiven Ermessen überlassen ist und den Kernpunkt der Frage selbst nicht berührt, zieht Verf. aber weiterhin überhaupt die Existenz von Rotschiefern jüngeren Alters als dem der *Laevigites*-Stufe, d. i. von Fossley im Sinne Wedekind's, in Zweifel, da er bezüglich der Altersdeutung einzelner Profile zu anderen Anschauungen als Wedekind gelangt ist. So entsprechen beispielsweise die von Wedekind als Fossley bestimmten Schiefer an der Röddinghäuser Papierfabrik der Oberdevonstufe III und besitzen mithin nicht das ihnen zugeschriebene Alter. Gegen die von Wedekind vertretene Fossleytransgression spricht die enge petrographische Verknüpfung der Fossleyschiefer mit ihrem Liegenden. Der von Wedekind für die älteren Rotschiefer im Bergischen Lande eingeführte Begriff der „roten Randschiefer" wird dadurch als hinfällig hingestellt, „daß es rote Schiefer im Unteren Oberdevon des Bergischen überhaupt nicht gibt". [Rote Randschiefer sind jedoch typisch entwickelt in den „Roten und grünen Cypridinenschiefern" des Verf.'s, die mit Sicherheit älter sind als die *Laevigites*-Stufe. Ref.]

Den zweiten Punkt angehend, wird zwar die Existenz einer Culmtransgression nunmehr anerkannt, deren Bedeutung jedoch gegenüber Wedekind weit eingeschränkt und nur lokal als maßgebend bezeichnet. Die im O deutlich nachweisbare untercarbonische Transgression soll nach W zu verklingen, da die Oberdevon-Culmprofile bei Letmathe als vollständig angesehen werden. Das liegendste Schichtglied des transgredierenden Untercarbons bildet das Etroeungt, dem sich in konkordanter Auflagerung die Culmserie anschließt. **O. H. Schindewolf.**

O. H. Schindewolf: Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres. (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 73. 1921. 137—223. Mit 1 Karte und 4 Übersichtstabellen.)

Über die Durchführbarkeit einer das gesamte Europa umfassenden Synthese oberdevonischer Paläogeographie mag man geteilter Meinung sein, kann es sich doch angesichts der häufig mangelnden Daten nur um einen vorläufigen Versuch handeln. Verf. glaubte jedoch diesen Versuch unternehmen zu sollen, da er ihm trotz der Lückenhaftigkeit der Unterlagen bereits geeignet erschien, allgemeine Züge heraustreten und Impulse zu neuen Detailuntersuchungen gewinnen zu lassen.

Ausgehend von den grundlegenden stratigraphischen Untersuchungen R. Wedekind's im Rheinischen Gebirge, handelte es sich für den Verf. zunächst darum festzustellen, ob und inwieweit die von diesem Autor eingeführte Oberdevongliederung auch in den übrigen deutschen Oberdevongebieten anwendbar ist. Zu diesem Ende wurden neu untersucht die „klassischen", aber bisher nie exakt behandelten Oberdevonprofile von Gattendorf bei Hof a. S., Saalfeld, Schleiz und Ebersdorf bei Glatz. Eine

weitere moderne Bearbeitung lag für das Oberdevon des Oberharzes (Äketal) aus der Feder von A. Born vor. Diese in z. T. räumlich weit voneinander getrennten Gebieten angestellten Untersuchungen lieferten einen geschlossenen allgemeinen Gültigkeitsbeweis für die R. Wedekind'sche Oberdevongliederung; denn alle die genannten Vorkommnisse ließen sich mühelos in das von diesem Autor entworfene Gliederungsschema einordnen. In Ergänzung dieser Einteilung mußte ein weit verbreiteter, aber im Rheinischen Gebirge nur auffallend selten entwickelter Horizont zwischen der *Laevigites*- (V) und *Wocklumeria*-Stufe (VII) als *Gattendorfia*-Stufe (VI) neu ausgeschieden werden. Nachdem durch diese Voruntersuchungen die Grundlagen genügend sichergestellt waren, konnten für die übrigen nicht im speziellen bearbeiteten Profile Sammlungs- und Literaturstudien hinzugezogen werden, die gleichfalls, auch die außerdeutschen Vorkommnisse betreffend, eine vollkommene Harmonie mit Wedekind's Oberdevonstratigraphie erkennen ließen und diese daher weit über den Rang lokaler Bedeutung hinausheben.

Eine derart gewonnene Auslegung und Nebeneinanderstellung zahlreicher Profile läßt, abgesehen von Einzelheiten, zwei allgemeine Punkte klar hervortreten: das Vorhandensein kritischer Grenzen zwischen den Oberdevonstufen V und VI einerseits und dem Oberdevon und Carbon andererseits; das ist die in vielen Fällen nachweisbare Existenz einer Fossley- und Culmtransgression, wie sie von Denckmann und Wedekind vertreten, neuerdings aber (W. Paeckelmann, H. Schmidt) teilweise in Zweifel gezogen werden. Die zuerst genannte Grenze angehend, ergibt sich die Annahme einer Transgression bereits durch das häufige Fehlen der typischen Basalfauna der *Gattendorfia*-Stufe und den Nachweis von Konglomeraten im Liegenden des darüber folgenden „Fossley". In den Fällen, wo das Profil lückenlos ist, handelt es sich um Muldengebiete der Präfossleyfaltung Wedekind's, die von der Emersion und Denudation verschont blieben. Aber auch da, z. B. Bohlen bei Saalfeld, Lehesten, Probstzella usw., ist häufig eine stärkere Heraushebung der benachbarten Denudationsgebiete durch das Auftreten von Quarzit- bezw. Sandsteinbänken innerhalb der *Gattendorfia*-Stufe nachweisbar. Gegen den Ausgang des Oberdevons ist dann in weiten Gebieten eine Verflachung und endlich vollkommene Trockenlegung des Meeres zu konstatieren, bis von neuem das Carbonmeer eindrang. Die carbonische Transgression ist in der Mehrzahl der Profile durch das Fehlen 1. von Äquivalenten der *Wocklumeria*-Stufe, 2. von Vertretern tiefcarbonischer Horizonte und 3. durch das Vorhandensein typischer Transgressionskonglomerate oder auch nur eines dieser drei Faktoren allein zu belegen. Lediglich in der westlichen Ausbildung des Oberdevons (Becken von Dinant, Namur, Aachen, Velbert usw.) scheint ein lückenloser (jedoch wegen des Fehlens von Cephalopodenfaunen zurzeit als solcher nicht nachweisbarer) Anschluß des Carbons an seine Unterlage vorzuliegen. Neu in Angriff genommene Untersuchungen werden diese einstweilen noch nicht deutlich zu übersehenden Verhältnisse zu klären haben.

Zur Erklärung dieser und anderer Eigentümlichkeiten der untersuchten Profile werden als das Oberdevonmeer und dessen Sedimentation beherrschende kontinentale Massen der Nordatlantische Kontinent, die Alemannische und Podolische Insel sowie zwei ihrer Gestalt und Größe nach noch problematische festländische Gebiete im Vorland des Westurals angenommen, deren mit mehr oder weniger großem Wahrscheinlichkeitsgrad erschlossene Konturen in die beigegebene „Karte der mutmaßlichen Ausdehnung des europäischen Oberdevonmeeres" eingezeichnet sind. **O. H. Schindewolf.**

J. W. Evans: The correlation of the Devonian Rocks of North Devon with those of other localities. (Geol. Magaz. 6. 1919. 547—549.)

Von den Devonablagerungen Nord-Devons wird ein in Einzelheiten neues stratigraphisches und fazielles Bild entworfen, das durch folgendes Schema in Kürze wiedergegeben sei:

Wales	Nord-Devon	Süd-Devon	Ardennen	
—	Ob. Pilton-Schichten, mar.	—	—	U.-Carb.
	Unt. Pilton-Schichten, mar.	—	Calc. de Étroeungt[1]	Famennien
	Baggy- u. Marwood-Schichten, mar.	—		
	Pickwell Down-Sandst., terr.	—	Psamm. de Condroz	
	Morte-Schiefer, mar.	—	Schistes de Matagne	Frasnien
	Ilfracombe-Schichten, mar.	—	—	
Fehlt	Combe Martin-Schichten, marin	—	—	Givetien
	Hangman Grits, terr. u. mar.	—	—	
Senni-Schichten	—	Staddon Grits	—	Eifelien
	Lynton-Schichten, mar.	Meadfoots	Schistes de St. Hubert	
	Foreland Grits, terr.	—	—	
Rote Mergel	? ←	Dartmouth-Schiefer, terr.	Schistes d'Oignies	Gedinnien

Man erkennt eine dreimalige Wiederkehr von terrestrischen und marinen Schichten zwischen Silur und Carbon Nord-Devons. Demgegenüber zeigt sich in Süd-Devon und Cornwall ein Überwiegen der marinen Fazies, in Süd-Wales ein Überwiegen der terrestrischen Fazies. **Wetzel.**

[1] Gleichalterige Schichten sind in der Bohrung Turnford, NO von London, ferner in marinen Einschaltungen im Old Red von Süd-Wales und in den Coomhola-Grits von Südirland erkannt.

Permocarbon.

C. Diener: The Anthracolithic faunae of Kashmir, Kanaur and Spiti. (Palaeontologia Indica. New ser. 5. No. 2. Calcutta 1915. 135 p. 11 Taf.)

Durch die Entdeckung eines pflanzenführenden Gondwana-Horizonts mit *Gangamopteris* in Kashmir durch Noetling im Jahre 1902 ist eine neue Periode der Detailuntersuchung des jüngeren Paläozoicums im Himalaya eingeleitet worden. Da es Noetling nicht gelungen war, die Beziehungen des von ihm entdeckten Pflanzenlagers bei Khunmu im Vihidistrikt zu den umgebenden marinen Sedimenten festzustellen, wurde 1903 R. D. Oldham, 1906 H. Hayden, 1908 und 1909 C. S. Middlemiss mit solchen Detailuntersuchungen in Kashmir betraut. An sie schließen sich Hayden's Aufnahmen in Spiti und Kanaur im Jahre 1904 an. Das bei diesen Aufnahmen gesammelte Fossilmaterial wurde im Jahre 1910 dem unterzeichneten Berichterstatter zur Verbreitung übermittelt. Das Ergebnis dieser Bearbeitung erscheint in dem vorliegenden Bande der Palaeontologia Indica niedergelegt, der mir erst jetzt durch die Direktion der Geological Survey of India zugänglich gemacht worden ist.

Nach den Beobachtungen von C. S. Middlemiss gliedert sich die anthracolithische Serie in Kashmir in die folgenden fünf Stufen:

5. Zewan beds (Schiefer und Sandsteine),
4. Lavaströme und Decken des Panjal trap,
3. Agglomeratische Schiefer (fossilleer),
2. *Fenestella* beds (Schiefer),
1. *Syringothyris*-Kalkstein.

Das tiefste Schichtglied, der *Syringothyris*-Kalkstein von Eishmakam, hat 14 Brachiopodenformen geliefert, unter denen aber nur vier spezifisch bestimmbar sind. *Syringothyris cuspidata* weist auf Untercarbon hin. Diese stratigraphische Diagnose wird durch einen Vergleich mit der von Hayden gesammelten Fauna aus dem gleichaltrigen Kalkstein des Lipakprofils in Kanaur und mehrerer Lokalitäten in Spiti (Muth, Kuling) bestätigt, die unter 24 spezifisch bestimmbaren 18 Arten enthält, die mit solchen aus dem europäischen und amerikanischen Untercarbon übereinstimmten. Neu beschrieben werden aus diesem Niveau nur 4 Formen *(Conularia Haydeni, Chonetes lipakensis, Spirifer Holdhausii, Dielasma Kanausicum)*.

Viel weniger scharf läßt sich das Alter der darüber folgenden mächtigen Schieferserie der *Fenestella* beds feststellen, die von Middlemiss zuerst als selbständiges wichtiges Glied des jüngeren Paläozoicums erkannt worden sind. Ihre Fauna trägt in viel höherem Maße als jene irgend eines anderen anthracolithischen Horizonts im ostindischen Faunengebiet ein durchaus individuelles Gepräge. Unter 41 Spezies (2 Bryozoa, 30 Brachiopoda, 6 Lamellibranchiata, 1 Conularida, 1 Crustacea) sind 20 auf diesen Horizont beschränkt, 12 weitere zu ungenügend bekannt, um für stratigraphische Parallelisierungen verwertet werden zu können. Die Unterschiede gegen-

über den permischen Faunen der Salt Range und des Himalaya sind so auffallend, daß an eine Korrelation nicht gedacht werden kann. Aber auch zu den unter- und obercarbonischen Faunen Eurasiens und Amerikas bestehen so wenig klare Beziehungen, daß man die *Fenestella* beds mit gleichem Recht in das Unter- und Obercarbon stellen könnte.

Von neuen Arten werden aus diesem Horizont beschrieben: *Aviculopecten Middlemissii, Modiola lidarensis, Productus spitiensis, P. dowhatensis, P. lidarensis, Aulosteges percostatus, Derbya dorsoplana, Uncinella Middlemissii, Spirifer Vauma, Sp. Middlemissii, Camarophoria dowhatensis, Dielasma lidarense.*

Für die Zeit der großen Eruptionen des Panjal trap bleibt ein bedeutender Spielraum, da für die Zewan beds, das jüngste Glied der anthracolithischen Serie in Kashmir, von denen bisher wenigstens die tiefsten Abteilungen als obercarbonisch galten, mit Sicherheit ein permisches Alter festgestellt werden kann. C. S. Middlemiss hat innerhalb der Zewan beds sechs fossilführende Zonen unterschieden, deren einzelne Faunen jedoch in so enger Beziehung stehen, daß man die Zewan beds als eine faunistische und stratigraphische Einheit betrachten darf, deren Unterabteilungen nur für die lokale Stratigraphie Bedeutung besitzen. Schon ihre tiefste Zone enthält eine ausgesprochen permische Fauna. Das ganze Fossilmaterial der Zewan beds umfaßt 59 Arten, von denen 46 auf die Klasse der Brachiopoden entfallen. Unter 44 spezifisch sicher bestimmbaren Formen sind 33 identisch mit solchen aus den Keslingschiefern von Spiti und Painkhanda, aus den Klippenkalken des Chitichun No. 1 und aus den höheren Stufen des *Productus*-Kalkes der Salt Range, die sämtlich ungefähr homotax sind und der gleichen zoogeographischen Region angehören. Rechnet man auch zwei permische Arten der Zewan beds hinzu, von denen die eine (*Marginifera spinosocostata* Ab.) sich sonst in Armenien, die andere (*Productus Waagenianus* Girty) in Texas findet, so steigt die Zahl der permischen Elemente in der Fauna der Zewan beds auf fast 80 % der Gesamtzahl der spezifisch bestimmbaren Formen. Von besonderer stratigraphischer Bedeutung ist das Vorkommen des bekannten permischen Leitammoniten *Xenaspis carbonaria* Waag. Man zählt nur sieben, dieser Fauna ausschließlich eigentümliche Spezies, von denen vier *(Pseudomonotis Middlemissii, Marginifera Vihiana, Spiriferina gewanensis, Spirigera Xetra)* als neu beschrieben werden.

Für die pflanzenführenden Bänke mit der jüngeren Talchirflora *(Gangamopteris, Psygmophyllum, Cordaites)* ergibt sich aus dem engen Schichtverband mit den Zewan beds — am Golabgash-Paß hat Middlemiss einen allmählichen Übergang der ersteren in die Schiefer und Sandsteine der tiefsten Zone der Zewan beds festgestellt — ebenfalls ein permisches Alter. **C. Diener.**

H. Ziervogel: Das Steinkohlengebirge von Diersburg-Berghaupten im Amtsbezirk Offenburg. (Mitteil. d. Bad. Geol. Landesanst. 1915. 8. 1—62.)

Bei den im südlichen und mittleren Teile Badens gelegenen Steinkohlenbildungen haben wir es nur mit Resten getrennter Schichtkomplexe zu tun. In den isolierten, im allgemeinen südwest-nordöstlich verlaufenden Becken zeigt die fossile Flora einen verschiedenen Charakter, wie nachstehende Übersicht zeigt:

Rotliegendes	Cuseler Stufe (Unt. Rotl.)		Oppenau	
Produktive Steinkohlenformation (Obercarbon)	Ottweiler Stufe	Obere	Hohengeroldseck u. Hinterohlsbach	Baden-Baden: Varnhalt, Umwegen, Neuweier
		Untere		
	Saarbrückener Stufe	Obere		
		Mittlere	Diersburg—Berghaupten	
		Untere		
	Sudetische Stufe			
Culm			Badenweiler, Lenzkirch	

Nur die Steinkohlen bei Diersburg—Berghaupten und in geringem Maße diejenigen von Varnhalt—Umwegen—Neuweier bei Baden-Baden haben wirtschaftlich einige Bedeutung erlangt. Zwischen Diersburg und Berghaupten (etwa 3 km) ist das aus grob- und feinkörnigen Sandsteinen, Konglomeraten, Schieferton, „Tonstein“ und Steinkohlen bestehende Carbon an seinem Ausgehenden als ein 40—400 m breiter Zug nachgewiesen worden. Die Kohle gehört zu den aschenreichen Anthrazitkohlen; die Heizwerte wechseln zwischen 5841 und 8146 Wärmeeinheiten. Analyse des lufttrockenen Materials:

Kohlenstoff	82,73 %
Wasserstoff	3,78 „
Sauerstoff und Stickstoff	3,10 „
Schwefel	0,74 „
Asche	8,56 „
Wasser	1,09 „
	100,00 %

Die Dichte ist nach Platz für die geringere Sorte 1,668, für die bessere Sorte 1,253. Gefunden wurden bisher 36 verschiedene Pflanzentypen; darunter 15 Filicaceen, besonders *Sphenopteris*- und *Pecopteris*-Arten, ferner 5 Calamariaceen, 12 Lycopodiaceen, 2 *Sphenophyllum*, *Sphenasterophyllites Diersburgensis* und *Trigonocarpus subhexagonus* Sterzel n. sp.

Begrenzung und Ausdehnung des Kohlengebirges, sowie die Lagerung werden eingehend besprochen. Es ist in Diersburg bei 150 m, bei Hagenbach bei 330 m und in Berghaupten bei 230 m Tiefe noch nicht durchsunken worden. Die Diersburger Kohle verschlechtert sich mit zunehmender Tiefe, in Hagenbach tritt eine Erschöpfung der Kohleschichten ein und bei Berghaupten nimmt ebenfalls mit zunehmender Tiefe die Regelmäßigkeit und Stärke der Flöze ab. Hier zeigen die Verhältnisse auf der tiefsten, der 6. Sohle am auffälligsten das Bild vollständiger geologischer Zerrüttung. Durchgehende Flöze sind nicht vorhanden, scheinbar nur, insofern als Kohle und Gesteinsmaterial meist so innig vermengt sind, wodurch die Kohle vom tauben Gestein nur schwer zu unterscheiden ist.

Als Resultat der Untersuchungen ergibt sich:

1. Es besteht keine Identität mit den Kohlerevieren von Saarbrücken und Westfalen, die irrtümlicherweise von den Gutachtern zum Vergleich herangezogen wurden.
2. An fast allen Teilen der streichenden Ausdehnung des Kohlengebirges sind Konvergenzen sowohl vom Carbon und Urgebirge, als auch innerhalb des ersteren angetroffen worden. Die Breite nimmt nach unten ab.
3. Wir haben es mit einer kleinen Anzahl von Flözen zu tun, die durch Ruscheln gestört und teilweise abgerissen sind, so daß infolge der intensiven Zerrüttung auf ein Aushalten längerer Flöze nicht zu rechnen ist. Die stellenweise bedeutende Mächtigkeit der Flözfragmente erklärt sich aus der Horizontalverschiebung und Auffaltung.
4. Das Streichen der Carbonschichten ist weit unregelmäßiger als das steile Einfallen. Es schwankt stellenweise so, daß das Streichen rechtwinklig zum Generalstreichen verläuft.

Der Bergbau wurde von 1753—1910 nahezu ununterbrochen betrieben. Nach dem Kriege wurde er wieder eröffnet. Nach Ansicht des Referenten ist es schade um das Grubenholz, welches mehr Heizwert besitzt als die geförderte Kohle.

Ein im Bottenbachtal angelegter Versuchsstollen ist im Gneis eingestellt worden, desgleichen hat eine [Zusatz des Ref.] in Reichenbach bei Gengenbach niedergebrachte Bohrung, wozu ein Rutengänger geraten hatte, das Kohlengebirge nicht angetroffen. Unter 11 m Anschwemmungen fand sich Gneis, der von Granit durchzogen wird. Der Gneis ist Graphitoidgneis und erweckte in bergfeuchtem Zustand den Eindruck, als ob Carbon vorhanden wäre. **M. Henglein.**

P. Kukuk: Bemerkenswerte Einzelerscheinungen der Gasflammkohlenschichten in der Lippe-Mulde. (Glückauf. 1920. 805—810, 829—835. Mit 15 Abbild.)

Mit guten Abbildungen werden mehrere einzelne Erscheinungen besprochen. Eigenartige Störungserscheinungen im Verlauf der Flöze werden

hauptsächlich auf mit Sand ausgefüllte fossile Bachläufe zurückgeführt, die während oder nach Bildung der Torfmoore ihre Wirkung ausübten. Ein Bergemittel aus feuerfestem Ton und ein Kenneleisensteinflöz werden in ihren z. T. technisch wichtigen Eigenschaften mit Analysen beschrieben. Schließlich wird die Frage der Kohlengerölle ausführlich behandelt — mehrere neue Funde, darunter ein eckiger Kohlenbrocken von 35 × 15 × 16 cm Ausdehnung aus einem Konglomerat geben dazu begründete Veranlassung. Verf. ist der Meinung, daß intracarbonische Faltungsvorgänge im Carbontrog die Inkohlung schon fast bis zu dem heutigen Grade bewirkt hätten und daß sie durch die Bewegungen in den Bereich der Abtragung gekommen wären. In gleichem Sinne werden die mächtigen konglomeratischen Sandsteinmittel innerhalb der Schichten des Steinkohlengebirges nicht als Ergebnisse weit ausgedehnter reiner Deltabildungen vorgestellt, sondern auch sie werden durch die schwachen Faltungen, die bei dem Sinken des Carbontroges entstanden, erklärt. Die Deltabildung beweisende Größenabnahme der Gerölle nach Norden wird bestritten. **Harrassowitz.**

Fritz Kerner von Marilaun: Untersuchungen über die morphogene Klimakomponente der permischen Eiszeit Indiens. (Sitzungsber. K. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-Nat. Kl. Abt. I. **126**. 177—227. 1 Taf.)

Nur für küstennahes Gletschereis in tropischen Gebieten sind bisher die thermischen Existenzbedingungen rechnerisch ermittelt worden. Die geographischen Voraussetzungen hierfür sind aber bisher nur im allgemeinen erwogen worden. Eine Lösung dieses Problems will Verf. noch nicht geben, sondern nur die unerläßlichen Vorarbeiten, die sich aus der Beantwortung der Frage ergeben: Was für thermische Verhältnisse ergeben sich bei der für die Paläodyas verwandten Land- und Meervertretung in Südasien. Zugrunde gelegt wird die Frech'sche Darstellung der Kontinente und Meere am Schluß der Steinkohlenzeit. Dann wird rein klimatologisch vorgegangen, indem verschiedene Methoden angewandt werden; die auf geologischem Wege erschlossenen Paläotemperaturen bleiben ganz außer Betracht. Eine geographische Analyse der Sommertemperaturen ergibt für den 60. Breitegrad — Mitte des russischen Meeres — eine Juliwärme von 1—2°, für den 45.° — Übergang des russischen in das tibetanische Meer — eine solche von 8°, für den 35.° — der Nordspitze des Gondwanalandes entsprechend — 14°. Vorausgesetzt ist dabei Zusammenhang mit dem arktischen Eismeer und Fernbleiben erwärmender Einflüsse und daß eine dem jetzigen nordhemisphärischen Eisbergtransport entsprechende Gletscher- und Gebirgsentwicklung im hohen Norden existiert. Weitere Kombinationen ergeben schließlich die Möglichkeit großer Gletscher am Nordrande eines Tafellandes, das die Lage des heutigen Indien einnimmt. Weiteres läßt sich rechnerisch aber nicht ermitteln und das Problem landet schließlich bei der alten

Frage, der großen Höhe des Tafellandes, die aber aus anderen Gründen unwahrscheinlich ist. Die geologischen Erfahrungen reichen noch nicht aus, um die morphogenen Paläoisothermen den mit ihrer Konstruktion erstrebten Zweck erfüllen zu lassen. **Harrassowitz.**

B. von Freyberg: Die Zechsteintransgression in Thüringen und die Eindampfung der Zechsteinsalze. (Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Preuß. Staate. 1921. 15 p.)

Nachdem durch die Arbeiten von Brandes und H. L. F. Meyer schon länger festgestellt ist, daß unter dem Zechstein noch Aufragungen älterer Gesteine vorhanden sind, die zum Teil erst von höheren Schichten eingedeckt wurden, wie besonders die Spessartachse, wird nun von dem Verf. eine Erweiterung des Bildes für Thüringen gegeben. Die carbonische Faltung soll eine Reihe von Gebirgszügen geschaffen haben, die noch im Oberrotliegenden und später erkennbar sind: die Mitteldeutsche Hauptfalte [von Brandes aufgestellt. Ref.], die Achse Ruhlaer Sattel—Unterharz-Falte [entspricht der von H. L. F. Meyer nachgewiesenen Spessartlinie. Ref.], der Schwarzburger Sattel, der Ostthüringische Quersattel und der Ostthüringische Hauptsattel (von Brandes schon dargestellt). Zwischen den Achsen lagen Sammelmulden, von denen vier unterschieden werden. Noch im Unteren Zechstein machen sich diese Erhebungen geltend, indem sie bestimmend auf die Linie der Ostküste in Thüringen einwirken und sich als varistisch gerichtete Untiefen und Inseln bemerkbar machen. Lückenhafte Ablagerung, Randausbildung. Vorkommen des Weißliegenden und der Bryozoenriffe sind Beweise dafür. Gegen Ende des Unteren Zechsteins verschwinden die meisten Erhebungen.

Im Werraprofil fehlt das jüngste Salzlager, während es bei Staßfurt vorhanden ist. Das eindampfende Meer muß sich also nach Nordosten zurückgezogen haben. Dann müßten theoretisch im Süden in dieser Zeit Randsedimente zu erwarten sein [die sich freilich bei der weiten Entfernung von den Hochgebieten kaum ausprägen werden. Ref.]. Das vermutete Auftreten eines Leinetypus wird durch posthume Bewegungen der vorher eingedeckten mitteldeutschen Hauptfalte zu erklären versucht.

Harrassowitz.

Hans Scupin: Die erdgeschichtliche Entwicklung des Zechsteins im Vorlande des Riesengebirges. (Sitzungsber. Kgl. Pr. Akad. d. Wiss. 1916. **53**. 1266—1277.)

Aus dem schlesischen Zechstein, dem östlichsten Deutschlands, lagen bisher keine befriedigenden Ergebnisse vor. Dem Verf. gelang zunächst eine Gliederung und stratigraphische Einordnung, die in folgender Tabelle wiedergegeben ist.

Oberer Zechstein.

Oberer Zechsteinsandstein mit Letten-, Kalk- und Dolomiteinlagerungen. Etwa 60 m = Obere Letten Thüringens.

„Plattendolomit", etwa 10 m (nur in einzelnen Bänken dem Typus entsprechend).

Unterer Zechsteinsandstein. Bunte Sandsteine mit Letten und Gips. Etwa 6—8 m = Untere Letten Thüringens.

Mittlerer Zechstein.

Hangender Hauptkalk. Dolomit. Kalke mit Lettenlagen. Etwa 6—8 m.

Unterer Zechstein.

Liegender Hauptkalk mit Mergelschiefern, in der Mitte Kupfer führend, aber weder petrographisch noch stratigraphisch dem Kupferschiefer entsprechend. Etwa 14 m.

Zechsteinkonglomerat. Konglomerat. Kalksandstein. Etwa 1 m.

Liegendes: Grenzkonglomerat des Oberrotliegenden.

Dieses selbständige Profil ist nur in der Chatabachgegend vorhanden, zeigt aber nach O und besonders SW auffallenden Fazieswechsel, da der niederschlesische Zechstein eine typische Randbildung der böhmischen Masse darstellt. Unterer und Mittlerer Zechstein verschwinden und an ihre Stelle setzt sich ein Kalkkonglomerat, das sich aus dem gleichartig beschaffenen Kalkkonglomerat des Oberrotliegenden entwickelt. Der eckige Gesteinsschutt mit schneidenden Kanten, windgeschliffene Gerölle sprechen für kontinentale Entstehung. [Es liegen typische aride Oberflächencarbonate vor, „Steppenkalke". Außerdem ist vollständige Parallele zu Süddeutschland vorhanden. Auch hier ist im Liegenden ein Carbonathorizont des Oberrotliegenden vorhanden, der unter den verschiedenen Gliedern des Zechsteins und schließlich sogar Buntsandstein liegt. Es handelt sich um den von mir sog. Horizont der permotriadischen Grenzcarbonate, der sich jeweils randlich auf den Hochgebieten ausbildet. Ref.] Auch der obere Zechstein besteht aus ariden Sedimenten [Scupin schreibt „Wüsten"-Sedimente], die nur durch den nochmaligen Einbruch des jetzt weiter vordringenden Meeres unterbrochen werden. **Harrassowitz.**

Hans Scupin: Das Vorkommen des Plattendolomites im niederschlesischen Zechstein. (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. **69**. 1917. 104—121.)

Die im Jahre 1916 veröffentlichte Gliederung des schlesischen Zechsteins (siehe vorsteh. Besprechung) wird hier in bezug auf den Plattendolomit an Hand der einzelnen Aufschlüsse begründet, da die Auffassung der geologischen Spezialkarte sich nicht durchführen läßt. Der Plattendolomit zeigt auch hier die gleiche übergreifende Lagerung wie in Thüringen

und Sachsen. Er stellt auch in Schlesien einen einheitlichen, wenn auch örtlich gelegentlich etwas abweichenden Horizont dar, der auch faunistisch den anderen Kalken gegenüber durch *Schizodus rotundatus* Brown wohl bezeichnet ist. **Harrassowitz.**

Hertha Riedel: Die Fossilführung des Zechsteins von Niederschlesien. Diss. Halle-Wittenberg. 1917. 80 p.

Nachdem Scupin eine Gliederung des schlesischen Zechsteins in großen Zügen auf Grund der petrographischen Entwicklung gegeben hatte, wird in der vorliegenden Arbeit der Verteilung der Fauna nachgegangen und eine speziellere Gliederung versucht. Aus dem Katzbach—Bober—Queiß—Neisse-Gebiet und von Gröditz im Norden werden Profile vielfach mit chemischen Analysen und Fossillisten und -beschreibungen gegeben. Die beiden schwer zu trennenden *Schizodus*-Arten *Schlotheimi* und *truncatus* werden des allmählichen Überganges wegen als eine Art zusammengefaßt und die kürzere als var. *truncatus* bezeichnet. Im übrigen scheint von den liegenden zu den hangenden Schichten ein weiteres allmähliches Übergehen von *Schlotheimi* über var. *truncatus* zu *rotundatus* im Oberen Zechstein stattzufinden. *Prod. horridus* auct. wird als glatt erkannt, während var. *Sowerbyi* drei deutliche Radialrippen zu beiden Seiten des Sinus aufweist.

Stratigraphisch ergibt sich, daß der Untere Zechstein eine Zweischaler- von einer Brachiopodenfazies deutlich unterscheiden läßt, letztere ist im Norden entwickelt. *Prod. horridus* bleibt ebenfalls der Küste fern und kommt nur im Unteren Zechstein vor. Typische, auf einzelne Horizonte beschränkte Leitfossilien kommen in Schlesien [wie auch sonst nur selten. Ref.] nicht vor. Im Katzbachgebiet ließ sich immerhin eine den Unteren Zechstein abschließende Gervillienschicht verfolgen. Der Mittlere fossilarme Zechstein ließ sich faunistisch und petrographisch-chemisch abtrennen. Gegenüber den tieferen Kalken und Mergeln finden sich hier dolomitische Kalke und Letten. Im Oberen Zechstein fand sich als durchgehendes Leitfossil *Schizodus rotundatus*. Besondere Beziehungen zur russischen Fauna waren nicht zu beobachten. **Harrassowitz.**

Franz Beyschlag: Die niederschlesische Kupferformation. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1918, 26, 67—80. 1 Taf.)

Wie die vorhergehenden Autoren erwähnt haben, findet sich im mittleren Teile des Unteren Zechsteins eine Kupferführung, die auch zu Abbau Veranlassung gegeben hat. Die Erzführung ist weder in vertikaler noch in horizontaler Richtung niveaubeständig. Der Erzgehalt ist in den Mergelschiefern größer als in den regelmäßig dazwischengelagerten Kalkbänken. Die sulfidischen primären Erze, die bei Haasel bekannt wurden, sind in den Schiefern überaus fein verteilt, selbst bei relativ hohem Gehalt nicht mit unbewaffnetem Auge oder der Lupe erkennbar. Demgegenüber wird versucht, die Herkunft des Erzes auch hier von Spalten abzuleiten.

Harrassowitz.

Kreide.

J. Woldřich: Die Kreidefauna von Neratovic in Böhmen. Paläontologische Untersuchungen nebst kritischen Bemerkungen zur Stratigraphie der böhmischen Kreideformation. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. **67**. 267—334. Taf. 4—6. 1917. 1918.)

Gelegentlich der Herstellung eines Fangdammes bei Neratovic am rechten Elbeufer wurden über einem aus algonkischem Untergrunde hervortretenden Monzonitlakkolithen Kreidesedimente, dichte bis sehr feinkörnige Kalksteine, kalkige Sandsteine und sandig-mergelige Schichten, bloßgelegt, welche in mehr oder weniger seichten Vertiefungen des Eruptivkörpers, von dem sie vielfach kleinere oder größere Bruchstücke einschließen, erhalten geblieben sind. Sie stellen mit ihrer, im besonderen an Bivalven (52 Arten), wenigen Gastropoden, Brachiopoden (11 bezw. 2 Arten), 1 Koralle und Fischzähnen reichen Fauna eine der Klippenfazies der böhmischen Korycaner-Schichten und des sächsischen Cenomans entsprechende Ablagerung dar. Innerhalb der im Cenoman unterschiedenen Horizonte scheint die Fauna von Neratovic, in der *Pecten (Chlamys) acuminatus* Gein. zu den am reichlichsten vertretenen Formen gehört, der Zone der *Schloenbachia varians* am nächsten zu stehen. Hervorzuheben ist das Vorkommen phosphatreicher Konkretionen (23,1 % P_2O_5), welches in der böhmischen Kreideformation bisher unbekannt war, jedoch wegen des spärlichen Auftretens praktisch nicht verwertbar ist.

Wie erwähnt, überwiegen die Lamellibranchiaten, unter denen sessile und mit Byssus versehene Gattungen (Ostreiden, Spondyliden bezw. Pectiniden, Limiden und Mytiliden) am häufigsten sind. Häufig sind auch die Brachiopoden, die sich mit ihrem Stiel an die Felsenklippe anheften konnten. Insgesamt erweist sich das Vorkommen als eine Seichtwasserbildung, womit nicht gesagt sein soll, daß sie eine Strandbildung vorstellen müßte, obschon darauf Bruchstücke versteinerter Hölzer mit oft sehr schön erhaltener Struktur hinweisen könnten. An neuen Formen werden beschrieben: *Arca (Barbatia?)* sp., *Mytilus (Septifer?) Poctai, Neithea Woodsi* (= *Pecten striatocostatus* Goldfuss, Petref. Germ., Taf. 93 Fig. 2 f, g [? a, b]) und *Fusus* sp. **Joh. Böhm.**

L. M. Vidal: Segunda nota paleontológica sobre el Cretáceo de Cataluña. (Buttl. Inst. Catalana d'Hist. nat. Barcelona. 2 Ser. **1**. 56—62. Taf. 1—3. 1921.)

Vidal setzt in vorliegendem Aufsatz die Darstellung spanischer Kreideversteinerungen, die er gelegentlich der Versammlung der Asociación española para el progresso de la Ciencias auf dem Kongreß von Sevilla (1917) begonnen hat, fort und beschreibt aus dem Senon der Provinz

Barcelona *Terebratella decorata, T. Lujani, Vulsella Maestrei* und *Ostrea Priorati*, aus dem Senon der Provinz Gerona *Arca Llulli, Pectunculus Buchi, Limopsis Badiai, Perna Paradellae. Vulsella montsecana, Lima Lavoisieri* und *Solen ambiguus*. Joh. Böhm.

M. Blanckenhorn: Das Danien in Palästina mit der Leitform *Pecten obrutus* Conr. (= *P. farafrensis* Zitt. = *Mayer-Eymari* Newt.). (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. **67**. Monatsber. 187—191. 1915.)

Wurde bisher angenommen, daß das Danien, das in der Libyschen Wüste durch Zittel in großer Verbreitung und Fossilreichtum nachgewiesen wurde, dem nördlichen Ägypten, dem Sinai und dem syrisch-arabischen Gebiet fehle, so konnte Verf. an Hand der Feststellung, daß *Pecten farafrensis* Zitt. und *Mayer-Eymari* Newt. synonym *P. obrutus* Conr. sind, in Ägypten die Blättermergel von Theben und den von ihnen eingeschlossenen weißen Kreidekalk mit *Echinocorys Fakhryi* Fourt. (= *Ananchytes ovata* Zitt.) der Libyschen Wüste sowie die Esnehschiefer in der Libyschen Wüste mit den *Pecten*-Kalken der obersten Kreidestufe zuweisen. Sie ist ferner in Palästina im nördlichen Ostjordanland als Mergel und Kalke entwickelt; wahrscheinlich entspricht ihr im südlichen Ostjordanland der obere Phosphathorizont bei es-Salt. Ganz anders ist die Fazies des Danien im südlichen Westjordanland; hier sind es im wesentlichen buntgefärbte Gipsmergel, wobei der Gipsspat entweder gleichmäßig im Mergel oder Kalk in schwach glitzernden Kristallen verteilt ist oder in unregelmäßig dünnen Bändern, dicken Lagen oder senkrechten Adern konzentriert ist. Vorzüglich aufgeschlossen ist die Fazies an der Jerichostraße. Joh. Böhm.

A. Spitz: A lower cretaceous fauna of the Himalayan Gieumal sandstone together with a description of a few fossils from the Chikkim series. (Records Geol. Surv. India. **44**. 197—224. Taf. 18, 19. Textfig. 4—11. 1914.)

Der die Spitischiefer in Spiti und Hundes überlagernde Gieumal-Sandstein ist als kalkiger Sandstein, als kalkig-kieseliger, dem Grauwackenschiefer ähnlicher Schiefer und als Quarzit ausgebildet. Nach dem Vorkommen von *Holcostephanus (Astieria)* aff. *Atherstoni* Sharpe, *Parahoplites* sp. und *Stoliczkaia* cf. *dispar* d'Orb., an welche sich außer unbestimmbaren Arten der Gattungen *Ostrea, Pecten, Lima, Cardium, Arca, Cucullaea* und *Opis, Cardium gieumalense* n. sp., *Pseudomonotis superstes* n. sp., *Tellina Rochebrunei* Zitt., *T.* cf. *strigata* Gdfs., *Avicula?* aff. *Sanctae Crucis* Pict.-Camp., *Panopaea* cf. *arcuata* d'Orb. und *Aporrhais* aff. *Dupiniana* d'Orb. anschließen, erscheint der Gieumalsandstein als ein vom Mittleren Neocom bis an die Basis der Oberen Kreide

reichender Schichtenverband. Das Vorkommen der erwähnten *Astieria* deutet auf eine Verbindung des Neocoms der Himalaya-Region mit dem südwestlichen Ozean hin. Mit dem Beginn der Ablagerung klastischer Sedimente gegen Ende der Spitischiefer tritt ein scharfer Faunenwechsel ein. Die zahlreichen Ammoniten, die Bivalvengattungen *Astarte, Inoceramus, Aucella* und *Nucula* verschwinden und an ihre Stelle treten *Cardium, Ostrea* und *Pseudomonotis*, welch letztere Gattung durch ihre berippte Schale an Formen des himalayischen Doggers anstatt an die glattschaligen Arten der Spitischiefer anknüpft. Diese Seichtwasserfauna wanderte aus anderen Regionen ein und die Gattung *Pseudomonotis* fand hier ihren letzten Zufluchtsort. Aus dem den Gieumalsandstein überlagernden obercretacischen Chikkimkalkstein gibt Verf. *Belemnites* sp. ex aff. *B. Gerardi* Opp., *Cucullaea Uhligi* n. sp., *Astarte (? Eriphyla) hundesiana* n. sp. und Foraminiferen (4 *Nodosaria* sp., 3 *Cristellaria* sp. und 1 *Textularia* sp.) bekannt. Wahrscheinlich aus dem Dogger von Sikkim stammt *? Corbis montana* n. sp. **Joh. Böhm.**

W. T. Lee: Relation of the cretaceous formations to the Rocky Mountains in Colorado and New Mexico. (U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. **95**-C. 27—58. 1 Taf. 11 Textfig. 1915.)

An Hand zahlreicher Profile zeigt Verf., daß die Rocky Mountains während der Kreideformation noch nicht existierten und die Kreideablagerungen nicht deren West- und Ostrand umsäumten, wie mehrfach angenommen worden, sondern daß deren Stelle vom nördlichen Eismeer bis zum Golf von Mexiko eine Ebene einnahm, die sich infolge epirogenetischer Vorgänge in eine seichte Mulde umwandelte, in der das Obere Kreidemeer von der Dakota- bis zur Laramieformation seine Sedimente niederlegte. Die Rocky Mountains wurden erst zur Tertiärzeit aufgerichtet. **Joh. Böhm.**

T. W. Stanton: Contributions to the geology and palaeontology of San Juan County, New Mexico. 3. Nonmarine cretaceous invertebrates of the San Juan Basin. (U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. **98**-R. 309—319. Taf. 79—83. 1916.)

Der Ausgang der Kreideepoche im „Inneren Becken" Nordamerikas wird durch kohleführende Brack- und Süßwasserbildungen gekennzeichnet. Die bekannteste derselben ist die Laramieformation.

Die an der Basis der von Meek als Fox Hill bezeichneten Stufe gelegene Fruitlandformation im San Juan-Becken führt eine reiche Fauna, aus der Stanton außer einer Anzahl von Meek, White und Whitfield aus dem Lance, Laramie und Judith River beschriebenen Arten der Gattungen *Ostrea, Anomia, Unio, Corbicula, Tulotoma* und *Goniobasis*, als neu *Anomia*

gryphaeiformis, Unio amarillensis, U. Gardneri, U. Reesidei, U. Baueri, U. neomexicanus. U. brimhallensis, Corbula chacoensis, Teredina neomexicana, Neritina Baueri, Physa Reesedei, Planorbis (Bathyomphalus) chacoensis bekannt macht. **Joh. Böhm.**

Cl. M. Bauer: Stratigraphy of a part of the Chaco river valley. Contributions to the geology and palaeontology of San Juan County, New Mexico. 1. (U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. **98**-P. 270—278. Taf. 64—71. Textfig. 27. 1916.)

An dem Aufbau des zwischen dem San Juan River und Chaco River gelegenen San Juan-Beckens nehmen Tertiär (Wasatch- sowie Puerco- und Torrejon-Formation) und Obere Kreide teil. Von diesen sind die Mesaverde-Formation, der Lewis shale mit *Placenticeras intercalare* Meek and Hayden, einem Fossil der Montana group, sowie der Oja Alamo sandstone bekannt; zwischen ihnen scheidet Verf. den Pictured Cliffs sandstone, die Fruitland formation und den Kirtland shale, der den Farmington sandstone umschließt, aus. Während der Pictured Cliffs sandstone eine marine Fauna führt (*Inoceramus barabini* Mort. u. a.), besteht die Fruitland formation aus kohlenführenden Brack- und Süßwasserschichten mit einer zumeist neue Formen der Gattungen *Unio, Neritina, Tulotoma* enthaltenden Fauna. Der Kirtland shale ist gleichfalls eine Süßwasserbildung. **Joh. Böhm.**

Schuchert, Ch.: Age of the American Morrison and East African Tendaguru formations. (Bull. geol. soc. Amer. 1918. **29**. 2. 245—280.)

Regionale Geologie.

Alpenmorphologie.

Otto Ampferer: Über die Bohrung von Rum bei Hall i. T. und quartäre Verbiegungen der Alpentäler. (Jahrb. d. Geol. St.-A. Wien. **71**. 1921. 71—84.)

„Mangel an Kohlen und Überfluß an Vertrauen auf die Angaben von Wünschelrutentechnikern" haben der Geologie einen wichtigen Aufschluß gebracht. Mitten in der Sohle (560 m ü. M.) des Inntales unterhalb Innsbruck wurde zu Anfang 1921 eine Bohrung ausgeführt, die (zwar keine Kohle, aber) in 200 m Tiefe (360 m ü. M.) noch nicht den felsigen Talgrund erreichte, sondern hier in ähnlichen Aufschüttungen endigte, wie sie an den Hängen des Inntals noch mehr als 250 m über das Mundloch der Bohrung ansteigen: den „Inntal-Terrassensedimenten", deren interglazialer Deutung sich seither auch Penck angeschlossen hat. Zwei weitere Bohrungen in der Gegend von Wörgl haben dort in 92 und 98 m Ver-

schüttungstiefe (ca. 410 m ü. M.) den Felsgrund erreicht. Auf der Zwischenstrecke (Innsbruck—Wörgl) ist der Felsgrund des Tales also rückfällig, so daß sich für die Gegend von Innsbruck rein nur im Grundgebirge ein Stausee von mindestens 50 m Tiefe ergibt.

Ampferer nimmt bekanntlich schon seit langem für die Erklärung der so mächtigen bereits über Tag feststellbaren Einschotterung des Inntales, entgegen den rein glazialen Deutungen, tektonisch, durch Einbiegen, bedingten Rückstau an. In dem Bohrergebnis findet er eine Bestätigung seiner Ansicht. Das Bohrprofil zusammen mit der Übertags-Mächtigkeit der Terrassensedimente zeigt nämlich mehrere Verlandungsserien übereinander, d. h. das Becken ist nicht, wie es im Falle seiner glazialerosiven Entstehung zu erwarten wäre, mit nach oben hin fortschreitend gröber werdenden Ablagerungen zugeschüttet worden, sondern das Fortschreiten von feinerem zu gröberem Korn, von der Stauseetiefe zur Kiesflur wiederholt sich mehrmals (dreimal) nach- und übereinander. Die Verlandungsserien beginnen mit Feinschlamm und endigen mit Schotter (die Serien sind zu mächtig, als daß sie lediglich auf den Wechsel von Sand- und Schotterbänken rein fluviatiler Aufschüttung zu deuten wären, ganz abgesehen von den mächtigen typischen Stausee-Sedimenten der Bändertone). Die ganze Folge der Terrassensedimente könne demnach „nicht die Verlandung einer einheitlichen glazialen Untertiefung vorstellen", „wohl aber geht es an, darin eine Reihe von Seeverlandungen und Flußaufschüttungen zu erkennen, die durch mehrere zeitlich getrennte Niederbiegungen des Inntales erzwungen worden sind".

Auch der Ampferer'schen Deutung erwachsen jedoch Schwierigkeiten aus dem Umstande, daß einerseits die Verschüttung in horizontalem und vertikalem Sinne weit über die nachweisbare Felsschwelle hinausreicht, andererseits die Terrassenreste älterer, präglazialer Talböden nichts von der angenommenen Verbiegung erkennen lassen.

Seinen tatsächlichen Feststellungen schließt Ampferer theoretische Erörterungen über quartäre Talverbiegungen und ihre Folgen an. Er denkt nicht an einheitliches quartäres Einsinken des ganzen Alpenkörpers gegenüber seinem Vorlande (wie z. B. Heim), sondern „der Umfang des einzelnen Verbiegungsbereiches ist nur lokal, regional scheint dagegen das Auftreten von solchen Verbiegungen über die ganzen Alpen hin zu sein" [einschließlich des unvergletschert gebliebenen Areals? — oder nur im Bereiche großer Haupttalgletscher?, letzteren Falles läge der Schluß auf isostatische Vorgänge nahe. Anm. des Ref.]. Diese Talverbindungen gäben Zeugnis von der wesentlichen Rolle, welche noch im Quartär die Tektonik gespielt hat, wenn schon nicht im Sinne von Faltungen, Schiebungen und Verwerfungen. **Klebelsberg.**

Otto Lehmann: Die Bodenformen der Adamellogruppe und ihre Stellung in der alpinen Morphologie. I. Teil: Die allgemeine Bedeutung der U-Täler. (Abh. d. Geogr. Ges. Wien. **11**. No. 1. 1920. 89 p. 16 Abb. 1 Lichtbildtafel.)

Eine Arbeit, der dank Exaktheit der Beobachtung und Originalität in der Methodik allgemeinere Bedeutung für die morphologische Alpenforschung zukommt.

Die Arbeit — der Titel paßt nicht recht zu der weniger regionalen als systematischen, auf bestimmte grundsätzliche Gesichtspunkte hingerichteten Behandlung des Stoffes — ist in erster Linie der Frage nach dem Anteil der Gletscher an der Formung der Gletschertäler gewidmet. Dabei kommt Verf. zunächst für die Eigentümlichkeiten im Längsprofile des Genovatales, das als eines der schönsten und größten ostalpinen Trogtäler bekannt ist, zum Schluß, daß hier Becken, Riegel und Stufen selektiv sind, insbesondere ergab sich für die Becken „nirgends ein Zusammenhang ihrer Anlage mit Konfluenz"; namentlich fällt auch die Mündungsstufe des Genovatales bei Pinzolo mit dem Übergang aus dem Tonalit in den Schiefer zusammen. Verf. schreibt diese selektive Erosion vornehmlich dem Gletscher zu und leitet aus den Stufenhöhen glaziale Tiefenerosionsbeträge von 60—150 m ab (nach Meinung des Referenten würde nur die Beckentiefe sichere Schlüsse auf das Ausmaß der glazialen Tiefenerosion ermöglichen). Was die Querschnittsform betrifft, bestimmte Verf. die maximale Eisstromhöhe auf, von Mandron bis Pinzolo allmählich absteigend, 2500—2100 m; ob dieselbe einer früheren oder der letzten Vergletscherung entspricht, ließ sich nicht entscheiden. Erst wesentlich tiefer setzt die Trogform ein, die im äußeren Abschnitt des Tales eine leichte Unterteilung in einen unteren und einen oberen Trog erkennen läßt. Statt eigentlicher Trogschultern sind meist nur etwas gemäßigte Gehängestreifen gegeben. Die Seitentäler münden stufenförmig, durchschnittlich in der Höhe des Trograndes. Die Entstehung der Mündungsstufen erscheint a priori der Vertiefung des Haupttales durch Gletschererosion zugeschrieben. Die steilen Schluchten, welche in die Mündungsstufen geschnitten sind, „zeigen meist drei größere Abstufungen", welche Verf. auf getrennte Zeiten fluviatiler Erosion zurückführt [Inter- und Postglazialzeiten; bei der Unzugänglichkeit und Kürze dieser Schluchten möchte Ref. in die Bestimmtheit dieser Feststellung fast einigen Zweifel setzen], wobei die postglaziale Erosion noch weitaus am wenigsten geleistet hat. Die Stufenmündungen einiger Seitentäler sind durch karförmige Nischen gegliedert, so daß die Stufe verdoppelt ist. In vereinzelten Fällen ist es zur Ausbildung zweier solcher „Mündungskare" übereinander gekommen. Diese Mündungskare erklärt Verf. (sie sind, wenigstens äußerlich, den „Durchgangskaren" ähnlich) als interglazial in die Stufenwand gekerbte Wassererosionstrichter, die dann glazial ausgestaltet wurden. Bei glazialem Entstehen der Mündungsstufe bedeuten die Mündungskare folgerichtig eine Unterbrechung der Gletscher- durch Wassererosion, Ablösung der Glazial- durch eine Interglazialzeit. Aus wiederholter fluviatiler und glazialer Überarbeitung folgt der Schluß auf wiederholten, wenigstens zweimaligen solchen Wechsel. Den Rang der fluviatilen Zwischenzeit als Interglazial- und nicht etwa Interstadialzeit folgert Verf. aus der ungleich geringeren Intensität der

gesamten postglazialen Erosionstätigkeit. Die Mündungskare zeigen so nicht nur einen wiederholten Wechsel von Glazial- und Interglazialzeiten an, sondern erweisen auch, daß die Trogform des Haupttales — die erst wenig über der Höhe der Mündungskare beginnt — mindestens drei Eiszeiten mitgemacht hat, nicht etwa das Werk nur einer Vereisung, sondern aller Wahrscheinlichkeit nach des ganzen Eiszeitalters ist. [Ref. scheint jedoch auch die Annahme ganz gut möglich, daß die erste Ausbildung (Anlage) der Mündungskare an fluviatil-erosiv bewirkten Stufen erfolgt ist.]

Den unmittelbar präglazialen Talboden nimmt Verf. in der Höhe des oberen von zwei Terrassensystemen (1500—1100, bezw. 1200—900 m ü. M.) an, welche er an den Hängen des Rendenatales (Pinzolo—Tione) genau verfolgt. Die dafür angeführten Gründe (stark unsymmetrische glaziale Beeinflussung des oberen Terrassensystems entsprechend der ungleichen Verteilung der Strömungsgeschwindigkeit) sind nach Meinung des Referenten nicht überzeugend, weil sie sich in gleicher Weise auch auf nur mehr in Terrassen vorhandene alte Talreste geltend machen konnten.

Sehr wichtig sind die Feststellungen des Verf.'s über die Lage der Trogschlüsse und was sich daraus für die ursächliche Erklärung derselben ergibt. Nur ganz vereinzelte Trogschlüsse von den vielen, die in Betracht gezogen wurden, liegen so, daß sie sich nach Meinung des Verf.'s auf Gletscherkonfluenz zurückführen lassen. Von diesen wenigen, geradezu Ausnahmsfällen sind nach Meinung des Referenten erst noch die zwei wichtigsten anfechtbar, weil die Trogschlußwand hier noch an Stellen liegt, wo die konfluierenden Gletscherströme noch jeder für sich wirken konnten, nicht sich gegenseitig verstärkend. Weitaus in der Mehrzahl der Fälle und zwar gerade auch bei den schönsten und größten Trögen kann glaziale Konfluenz gar nicht in Frage kommen; sie setzen frühere Anlage voraus im Sinne alter Talschlüsse, bis zu denen die fluviatile Erosion früherer, präglazialer Abschnitte der Talentwicklung rückwärts fortgeschritten war. Diese Feststellungen erhärtet Verf. sehr instruktiv durch den Nachweis, daß die Lage der Trogschlüsse fast durchaus sehr gut den Gesetzmäßigkeiten entspricht, mit denen sich eine ruckweise begonnene, talaufwärts fortschreitende (fluviatile) Tiefenerosion in die Seitentäler fortpflanzt. Diese Regel, daß Talschlüsse in Seitentälern um so näher der Mündung liegen, je weiter einwärts im Haupttal das Seitental mündet, ist ja nichts Neues, die exakte Art ihrer Anwendung zur Kontrolle der Lage der Trogschlüsse aber originell und nachahmenswert. Verf. kommt auf diesem Weg zur Bestätigung mancher in der Natur schon früher erkannter alter Talzusammenhänge (Breguzzo mit Chiese, Oberes Camonicatal, Val Malga und wahrscheinlich auch noch Val Saviore über Apricapaß mit Veltlin). — Folgerichtig nimmt Verf. an den oberen Trogenden den präglazialen Talboden tiefer an als etwa im Schnittpunkt der gleichsinnig gegen die Mitte fortgesetzten Schrägflächen der Trogränder. (Überraschend wirkt nach diesen Ausführungen die Betonung im Schlußworte, daß „Trogbildung auch ohne Vorhandensein einer

fluviatilen Sondervertiefung möglich und bei einfach V-förmiger Grundlage auch normal" sei.) An die Tatsache aber, daß die Höhe der Trogschlüsse bezw. die Tiefe der Tröge in den einzelnen Tälern sehr verschieden ist — sie schwankt zwischen 100 und 400 m —, knüpft Verf. die Beweisführung für einen sehr wesentlichen Tiefenerosionsanteil der Gletscher an der Ausgestaltung der Tröge. Er hält so große Unterschiede aus fluviatiler Entwicklung allein nicht annähernd erklärlich. Die hohen Trogschlüsse, die tiefen Tröge fänden sich dort, wo von der zentralen Plateauvergletscherung der Gruppe „bereits bewegte größere Eismassen den Trog betraten". Erst durch die Gletscherströme wären diese Tröge so sehr, um 2—300 m vertieft worden. Ref. kann sich nicht des Eindruckes erwehren, daß hier ein Trugschluß vorliegt. Die Täler mit niederen Trogschlüssen sind wenigstens zur Mehrzahl auch diejenigen mit kleineren Einzugsgebieten; die Tröge, in die „größere bereits bewegte Eismassen" eintraten, sind mit Wahrscheinlichkeit auch Täler, in die größere Wassermassen abflossen. Und der Gleichung, die Verf. mit so viel Geschick für die Lage der Talschlüsse in der Horizontalprojektion verwendet, ist eine zweite an die Seite zu stellen, die die Vertikalkomponente berücksichtigt, d. i. die Massenerhebung des Gebirges; dann werden sich auch aus rein fluviatiler Entwicklung bedeutende Höhenunterschiede der Trogschlüsse ableiten lassen — ohne daß Ref. starke glaziale Ausgestaltung der fluviatil angelegten Talschlüsse in Abrede stellen möchte. Nicht oder zu wenig berücksichtigt erscheint in der Arbeit das Auftreten unterer, weiter talaus liegender Trogschlüsse bezw. Talstufen, wie z. B. im Daonetal zwischen 1700 und 1600 m, in Val d'Aviolo bei 1800, Val d'Avio zwischen 1900 und 1700 m u. a., deren Untersuchung, insbesondere bezüglich des Verhältnisses unterer und oberer Trogschlüsse zueinander, geeignet sein wird, aus der Adamellogruppe weitere wichtige Beiträge zur Trogfrage zu liefern.

Im Schlußkapitel vertritt Verf. die Ansicht, daß im Firngebiete eine scharfe Abgrenzung der Stromstrichpartie angenommen werden könne, mit der man dann die Schärfe der Trogränder erklären könnte. Nach Meinung des Referenten sind in den Strömungsverhältnissen zwischen Zehr- und Nährgebiet keine derartigen Unterschiede gegeben.

Die Behandlung der präglazialen Formelemente behält Verf. einem späteren Teile seines Adamellowerkes vor.

Die angeführten Einwände vermögen der Wichtigkeit der Arbeit keinen Eintrag zu tun; sie werden im Gegenteile durch die scharfsinnige und originelle Art der Behandlung des Stoffes geweckt, die die Arbeit ohne Zweifel mit zum Besten macht, was in neuerer Zeit zur Alpenmorphologie geäußert wurde. **Klebelsberg.**

N. Creutzburg: Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet. (Ostalpine Formenstudien, herausgegeben von F. Levy. Abt. 2. Heft 1. 102 p. 3 Tafeln Profile. 2 Tafeln Photos, Berlin, Borntraeger, 1921.)

Eine gründliche, über die Eiszeitformen hinausgehende morphologische Bearbeitung der Ankogelgruppe, mit wichtigen Beiträgen zur Morphologie der Alpen, im besonderen des Hochgebirges, überhaupt.

Die Arbeit fußt auf intensiven Beobachtungen im Großteil der Ankogelgruppe von Bad Gastein bis Gmünd (nur nordöstliche Teile, Arltal und Murwinkel, bleiben außer Betracht) und im angrenzenden Teile der Sonnblickgruppe. Die Darlegung des Beobachtungsmaterials in dem so umschriebenen Gebiete nimmt den Hauptteil der Arbeit ein.

Unter den Formelementen des Hochgebirges tritt eine Gruppe auffällig hervor; das ist eine Zone oberster Verflachungen. Dieselben tragen die Firnfelder der rezenten Gletscher, bilden die flachen bis mäßig geneigten Böden der schon gletscherfrei gewordenen Kare und setzen sich in Form breiterer oder schmälerer Felsterrassen an den Talhängen fort. Zusammenfassend wird von ihnen als dem „Firnfeldniveau“ gesprochen. Dasselbe senkt sich, unabhängig von Exposition und Gestein, allmählich talaus, ist am schönsten ausgebildet im Bereiche der größten Massenerhebung. Die weitere Fortsetzung talauswärts vermutet Verf. in jener „Zone mit Mittelgebirgsformen“ (E. Richter), welche an den Ausgängen der Tauerntäler gegen das Mölltal ungefähr in Waldgrenzhöhe weit ausgedehnt ist. Dem Firnfeldniveau gehört die Mehrzahl dessen an, was als „Schliffbord“ bezeichnet wird. Unter Ablehnung rein glazialer Deutung erkennt Verf. in diesen Formelementen die Reste eines alt-präglazialen fluviatil-erosiven Reliefs, das gegenüber dem heutigen viel schwächer war. Kare und Firnbecken seien „in wesentlichen Zügen bereits als Quelltrichter und Quellmulden eines Reliefs angelegt, das erheblich älter ist, als das unmittelbar präglaziale und das bereits vor dem Eintritt der Eiszeit zerschnitten und nur mehr in Resten vorhanden war“. Glazialerosiv sei nur die Ausgestaltung im kleinen (Abschleifung, Rundbuckel, kleine Felsbecken) und die Ausprägung der oberen Umgrenzung durch die Abtragungsvorgänge an Bergschründen und Randklüften.

In dieses oberste Flächensystem ist ein Talsystem mit breitem, flach trogförmig gerundetem Boden eingetieft, das „Hochtal“ oder der „obere Trog“. Es ist größtenteils nur in randlichen Resten, Sohlenstreifen oder Fußgehängepartien erhalten, welche als Terrassen am Gehänge entlang ziehen. Diese Terrassen, nicht die Unterränder der Verflachungen des Firnfeldniveaus, bilden die „Trogschultern“ eines zweiten „unteren“ Troges, der in den Hochtalboden eingesenkt ist und den eigentlichen, was man sagt „klassischen“ Taltrog (schmäler gerundetes Sohlenprofil) vorstellt. Entsprechend oberem und unterem Trog wird ein oberer und ein unterer Trogschluß unterschieden, zu ersterem fällt das Firnfeldniveau ab, zu letzterem die Hochtalsohle. In kurzen Tälern rücken die beiden Trogschlüsse im allgemeinen nahe aneinander, in langen Tälern halten sie meist größeren Abstand und bleibt zwischen beiden ein Abschnitt des Hochtals unversehrt. Auch bezüglich der beiden Trogtalsysteme kommt Verf. zum Schluß, „daß ihre Entstehung durch Glazialerosion allein nicht ausreichend erklärt werden kann“, daß sie vielmehr fluviatil angelegt,

glazial nur ausgestaltet seien. Dabei wird nun aber der Glazialerosion schon ein sehr viel bedeutenderer Anteil eingeräumt, im besonderen die Ausbildung bis zu 300 m tiefer Stufenabfälle im Längsprofil. Dafür ist bestimmend das angebliche Vorkommen von Fällen, wo die glazial ausgestaltete Sohle eines inneren Talabschnittes (Hochtal) talauswärts im Niveau unvermittelt ausstreiche, hingegen um den Betrag des Stufenabfalles tiefer ihre Fortsetzung finde.

In diesem letzteren Punkte kann sich Ref. der Argumentation des Verf.'s nicht anschließen. Die Fälle, die für das angenommene Verhältnis der Talstufenbildung sprechen sollen, scheinen, nach der vorzüglichen Aegerter'schen Karte verglichen, durchaus nicht eindeutig, insbesondere jener der Schönaustufe im Maltatal; es ist nicht einzusehen, warum hier die Verflachungen der Annemann- und Straner Alpe mit Bestimmtheit einen so bedeutenden Stufenabfall erweisen sollten und nicht sohlennahe Reste einer ohne beträchtliche Gefällszunahme fortgesetzten, der Maltatalterrasse entsprechenden Talung sein könnten. Aber selbst wenn diese Möglichkeit zu verneinen wäre, bleibt jene andere offen, daß korrespondierende Fortsetzungen lediglich nicht erhalten wären. Die Annahme eines glazialen „Spatenstichs" in der Gegend der Schönaustufe ist nicht mehr und nicht weniger motiviert, als wollte man dem Fluß eine solche sprungweise Steigerung der Tiefenerosion zuschreiben; die Einmündung des Hochalmgletschers vermag bei dem relativ geringen Mächtigkeitszuwachs, den dieser für den großen Haupttalgletscher bedeutete, keine befriedigende Erklärung zu geben. In den beiden anderen Fällen, die beweisend sein sollen, ist es noch schwieriger, die angenommene Stufenbildung als Folge glazialer Konfluenz zu deuten — kurz, da scheint dem Ref. selbst die Zuflucht in die Unkenntnis einer korrespondierenden Fortsetzung des oberen Talbodens vorzuziehen; zudem sich für diese Stufen kein grundsätzlicher Unterschied gegenüber den oberen Trogschlüssen feststellen läßt, die auch Verf. im Sinne alter Talschlüsse fluviatil angelegt sein läßt (Senkung der Erosionsbasis).

Hingegen stimmt Ref. mit dem Verf. in den Feststellungen bezüglich des „Firnfeldniveaus" so sehr überein, daß er sich eines Urteils hiezu enthalten muß. Völlig unabhängig und fast gleichzeitig ist Verf. diesbezüglich zu grundsätzlich genau derselben Auffassung gekommen, wie sie Ref. vor Kurzem für weit abgelegene Gebiete (Brenner, vgl. Zeitschr. d. deutsch-österr. Alpenvereins 1920, Lessinische Alpen, vgl. Ostalpine Formenstudien 3.1) geäußert hat. Darin darf man wohl einen Hinweis dafür sehen, daß es sich hier um eine gesicherte Erkenntnis aus der Alpenmorphologie handelt: Firnfelder (Felsunterlage), Böden der höchst gelegenen Ursprungskare und korrespondierende Mäßigungen der Gehänge gehören morphogenetisch zusammen zu einer Zone oberster Verflachungen, welche die Reste einer höchsten, ältesten noch einigermaßen flächenhaft erhaltenen Abtragungsoberfläche des Gebirges mit schon weit gediehenem Formenausgleich

(Mittelgebirgscharakter) vorstellen, nur ganz untergeordnet und sekundär glaziale Züge aufweisen. Das Alter dieses in den zentralen Ostalpen in weiter Ausdehnung erhaltenen Flächensystems ist alt-präglazial, nach Meinung des Ref. miocän zu veranschlagen.

Eine zweite wichtige Übereinstimmung ergibt sich bei aller methodischen Verschiedenheit und Unabhängigkeit der Forschung mit den Darlegungen O. Lehmann's über die Adamello-Gruppe. Beide Autoren kommen in den weit voneinander abgelegenen, dabei petrographisch ähnlichen Gebieten zu dem Schlusse, daß Tröge und Trogschlüsse wenigstens in der Mehrzahl der Fälle fluviatil angelegt sind.

Klebelsberg.

F. Levy: Diluviale Talgeschichte des Werdenfelser Landes und seiner Nachbargebiete. (Ostalpine Formstudien, herausgegeben von F. Levy. Abt. I. Heft 1. 8, 192 p. Berlin, Borntraeger, 1920.)

Mit dieser, wie vorweggenommen sei, sehr wichtigen Arbeit eröffnet Levy eine von ihm herausgegebene morphologische Folge, deren Ziel die planmäßige Sammlung eines möglichst reichen Beobachtungsmaterials über die Formengestaltung der Ostalpen ist. Ein sehr zu begrüßender Schritt, der einem viel empfundenen Mangel abhilft. Die Morphologie als gemeinsames Gebiet der Geologie und Geographie bedarf einer solchen äußeren Selbständigmachung, damit wenigstens ein Teil des Wissensschatzes unter eindeutigem Aushängeschild gesammelt werden kann.

Das Werdenfelser Land ist die nähere und weitere Umgebung von Garmisch-Partenkirchen.

Levy beginnt mit einer ausführlichen Einleitung über Lage und Begrenzung des behandelten Gebietes, über seinen geologischen Aufbau (auf den Levy erfreulich viel Rücksicht nimmt), über Oro- und Hydrographie, Methoden der Untersuchung und die bisherige Erforschung. Als Aufgabe stellt er sich hierbei die Ableitung der heutigen Verhältnisse aus jenen vor Eintritt der Vergletscherung, mithin besonders auch die Feststellung des unmittelbar präglazialen Reliefs. Die präglaziale Formentwicklung selbst, sowie das Trog- und Karproblem als solches bleiben außer Betracht.

Methodisch gut ist die strenge Auseinanderhaltung der Begriffe Unterschneidung und Übertiefung (besser gesagt wäre Vertiefung, vgl. unten). Erstere beschränkt sich auf das (seitliche) Anschneiden (Erweiterung des Querprofils ohne Vertiefung des Längsprofils), bei letzterer ist die Eintiefung unter die präexistierende Gefällskurve die Hauptsache. Ohne daß dies völlig neue Gesichtspunkte wären; denn aus Gehängeknicken, wie sie durch Unterschneidung bewirkt werden, hat man immer erst durch Konstruktion der Verschneidung auf die — viel tiefere — Lage der zugehörigen Talsohle schließen können, nur der Unvorsichtige hat sich diese schon durch die Gehängeknicke selbst vortäuschen lassen

und ist in der Folge zur Annahme übermäßiger Vertiefungsbeträge gekommen. Gerne hätte Ref. im Anschlusse hieran eine klare Scheidung zwischen „Vertiefung“ und deren speziellem Fall: „Übertiefung“ (sc. stellen- oder streckenweise Vertiefung gegenüber der fluviatilen Gefällskurve) gesehen. Denn nur Stufenmündungen zufolge Übertiefung können ohne weiteres zur Feststellung des eiszeitlichen Vertiefungsbetrages herangezogen werden. Levy hält es im wesentlichen ja tatsächlich so, in der Unschärfe der Ausdrucksweise jedoch klingt noch die alte glazialistische Einseitigkeit nach, in deren Sinne Stufenmündungen überhaupt etwas spezifisch Glaziales wären, während es dazu notwendig weder einen Gletscher noch eine Glazialzeit braucht, ja nicht einmal eine Anachronie (im Gegensatz zur Synchronie) oder Anastase (im Gegensatz zur Isostasie), sondern schon Ungleichheit der Erosionskräfte unter Umständen zur Stufenbildung genügen kann, wie Davis die deutschen Morphologen treffend aufmerksam gemacht hat. Von dem Nachweis der Übertiefung sagt Levy sodann sehr richtig, er lasse sich „nur dort schlüssig erbringen, wo die Vertiefung wieder aussetzt“ . . . nur eine solche Vertiefung kann „unmöglich durch das fließende Wasser . . erklärt werden“. Von Trog und Trogschulter zu sprechen, vermeidet dabei Levy in sehr vorteilhafter Weise.

An die einleitenden Ausführungen schließt der regionale Hauptteil der Arbeit an. Zwecks größerer Übersichtlichkeit möge dem Ref. gestattet werden, dabei von der Anordnung des Autors im einzelnen etwas abzuweichen.

1. Das Isargebiet.

A. Relief des Grundgebirges.

Das Quertal von Seefeld bis Mittenwald ist schon aus der Präglazialzeit als Torso übernommen. Die eiszeitliche Vertiefung setzt zwischen Seefeld und Scharnitz mit rund 100 m tiefer Stufe ein. Der (unmittelbar) präglaziale Talboden führt, in Gesimsen und Mündungsstufen erhalten, mit ca. 10 ‰ Gefälle ins Becken von Wallgau hinaus, liegt dort bei rund 950 m. In der bisherigen Süd—Nord-Richtung setzt die Vertiefung hier aus. Nach Osten hält sie im Tale von Vorderriß zunächst noch an, dann aber, bei Fall, hebt sich auch hier die Felssohle zu einem nur schmal durchschnittenen Riegel von ca. 1000 m Meereshöhe heraus. Gesimsereste und Mündungsstufen senken sich von diesem Riegel nach Westen korrelativ ins (unmittelbar) präglaziale Talsohlenniveau im Becken von Wallgau. Die Vertiefung ist demnach Übertiefung, im Süd—Nord-Aste gleich gerichtet mit dem heutigen Tale, im West—Ost-Aste entgegengesetzt zu ihm. Das (unmittelbar) präglaziale Isartal verlief aus dem Becken von Wallgau zunächst in nördlicher Richtung weiter durch die breite niedrige Senke (tiefster Punkt heute 900 m) in die Gegend Walchensee-Süd (Sohle nahe 900 m), ist dort zufolge des (postglazialen, Knauer) Walchensee-Einbruches ertrunken und fand seine weitere Fortsetzung durch die Jachenau (Sohle 850—770 m, Gefälle 6 ‰) in die Gegend von Lenggries.

Diese alte Mutmaßung erhält durch Levy ausführliche Belegung und eine sehr glückliche Darstellung. Eine ausgeglichene, allmählich ver-

flachende Gefällskurve verbindet aus der Gegend von Seefeld bis ins heutige Isarquertal bei Lenggries. Hier kam dem (unmittelbar) präglazialen Tale von Süden her an Stelle des heutigen Isartales vom Riegel bei Fall ein verhältnismäßig kurzes Seitental zu. Am Ausgang in die Weitung von Tölz wird für den (unmittelbar) präglazialen Talboden kein Gefälle mehr nachweisbar. Levy schließt daraus (vorerst lassen die Anhaltspunkte wohl zu wünschen übrig), daß der Alpenrand hier später eine Aufwärtsbewegung erfahren habe. (Ob die Vertiefung des präglazialen Talbodens im Lenggries—Tölzer Gebiet Übertiefung ist oder vielleicht auf neu einsetzende Flußerosion zufolge gedachter Senkung der Erosionsbasis zurückgeht, wird nicht weiter ausgeführt.)

Der Kesselberg-Sattel kommt für eine Fortsetzung des Isartales nicht in Betracht. In den einigermaßen entsprechend weit geöffneten höheren Lagen liegt er schon zu hoch (bei 950 m), der tiefste Einschnitt ist eine zu schmale Rinne. Der Sattel (im breiter geöffneten höheren Teile) stellt den Torso eines alten Tales vor, dessen Einzugsbereich mit dem Walchensee-Einsturz niedergebrochen ist, während das flache Ausstreichen hoch über dem Alpenvorlande auf eine starke Hebung des Gebirgsrandes in früherer Präglazialzeit deutet. Um 150—200 m tiefer liegen Stufenmündungen und Gesimse um Kochel, die als Reste der unmittelbar präglazialen Talsohle aufgefaßt werden; auch sie streichen mit jähem Abbruch noch an 150 m über dem Alpenvorland aus, ohne daß für letzteres an dieser Stelle so starke Übertiefung angenommen werden könnte. Sie zeugen von einer Hebung des Gebirgsrandes um den entsprechenden Betrag seit der Präglazialzeit.

Weniger glücklich erscheint dem Ref. Levy's Argumentation in der Leutasch, deren breiter Grund eiszeitlich in eine 100—150 m höhere ältere Talsohle eingetieft ist, die im oberen Gaistal noch ziemlich zusammenhängend und von da talaus in entsprechenden Gesimsen erhalten ist. Durch ihr talabwärtiges Aussetzen (nur klammförmig gegen Mittenwald geöffnet) erweist sich die Vertiefung als Übertiefung. Aus einer hohen Stufenmündung links der Mitte des breiten langgestreckten Talzuges nun rekonstruiert Levy einen 300 m hohen präglazialen Querriegel, der den — so augenfällig einheitlichen! — Talzug in eine SW- (Oberleutasch-) und eine NO- (Unterleutasch-)Hälfte zerlegt hätte und erst durch glaziale Erosion niedergelegt worden wäre. Levy sucht die ihm selbst nicht ganz geheure Annahme damit plausibler zu machen, daß eben an dieser Stelle weniger widerstandsfähige Neocommergel zutage kommen; allein dann ist nicht minder unwahrscheinlich, daß vordem gerade in diesen ein so mächtiger Querriegel bestanden haben sollte. Und die Talung „Durch den Boden" die Levy als ursprüngliche Fortsetzung des südlichen Abschnittes (Oberleutasch) nach Osten zur Isar in Betracht zieht, erscheint ungleichwertig gegenüber dem Gaistal.

B. Glaziale Ablagerungen.

In dem ganzen Übertiefungsbecken zwischen Scharnitz, den Höhen nördlich Wallgau und dem Riegel von Fall staute sich ein See, in

welchem „Seekreide“ zur Ablagerung kam. Mindesthöhe des Seespiegels nach den höchst gelegenen Seekreidevorkommnissen 930 m. Von Süden her ist bei Mittenwald in den See, und zwar auf die Seekreide ein Nagelfluhdelta hereingebaut. Nagelfluhreste über Seekreide sind auch noch im Tale von Vorderriß nachweisbar. Unter der Seekreide ist an einigen Stellen Liegendmoräne erschlossen. Über der Nagelfluh liegt Hangendmoräne: Seekreide und Nagelfluh sind die Ablagerungen eines interglazialen Stausees im Übertiefungsbecken einer älteren Vergletscherung.

Ein anderer See wurde im Tölzer Becken und von da rückgreifend bis in die Jachenau hinein aufgestaut. Als Staufaktor sind nur die Endmoränen von Tölz nachweisbar. Mindesthöhe des Seespiegels nach höchstgelegenen Seekreidevorkommnissen 730 m. Die Endmoränen, die diesen See abdämmen (innere Endmoränen von Tölz), deutet Levy, entgegen Penck, wohl zutreffend als Bühlmoränen (überwiegend vom Karwendelgletscher stammend). Unter ihnen greifen tiefere ältere Seekreideablagerungen durch, die einem See entstammen, der durch die äußeren Endmoränen von Tölz, Würmmoränen, abgedämmt wurde.

Die angeblichen Deckenschottervorkommnisse des Tölzer Beckens (Aigner) stellt Levy in Abrede, es seien, wenigstens der Mehrzahl nach, nur lokal verfestigte jüngere Schotter. Erst 3 km nördlich von Tölz, am Rummelsberg, beginnt die eigentliche Deckenschotterplatte des Alpenvorlandes; ihre Sohle liegt hier, nach Aigner, bei 630 m, d. i. rund 150 m tiefer als die — gefällslose — unmittelbar präglaziale Talsohle am Ausgang des Isartales: ein weiteres Anzeichen der hier seit der Präglazialzeit erfolgten Hebung des Gebirgsrandes.

Die Moränenlandschaft um Jachenau führt Levy darauf zurück, daß sich hier Bühlgletscherarme vom Walchensee her und aus dem Lenggrieser Isartal herein begegnet hätten.

In der Umrandung des Wallgauer Beckens gibt sich durch Ufermoränen mit viel Obermoränenmaterial ein weiterer Halt des Gletscherrückschmelzens zu erkennen, den Levy nach dem Dorfe Krünn, das in der Mitte dieser Endmoränenlandschaft liegt, als das Krünnstadium bezeichnet. Es schaltet sich zwischen Bühl- und Gschnitzstadium, die Seefelder Senke war zu seiner Zeit noch von zentralalpinem Eise überflossen.

Jüngere, postglaziale, von keiner Moräne mehr überlagerte Schotterbildungen schneiden in niedrigen Terrassen über der heutigen Flußaue ab.

2. Das Loisachgebiet.

A. Relief des Grundgebirges.

Eine alte Fortsetzung des Mittenwalder Isartales gegen Garmisch-Partenkirchen kommt nicht in Betracht. Die Wasserscheide liegt hier auch heute noch höher als der (unmittelbar) präglaziale Talboden in der Umgebung von Wallgau. Sie lag damals etwas weiter westlich als heute, bei ca. 1000 m ü. M. Von da senken sich entsprechende Gesimse nach Westen und streichen in ca. 850 m ins Garmischer Becken aus, übereinstimmend mit Stufenmündungen und Gesimsen in dessen übrigem Umkreis. Die Partnachklamm bestand zur entsprechenden Zeit noch nicht,

nur ein kurzes, höher basiertes Seitental kam aus ihrer Richtung. Das Reintal mündete im Zuge des heutigen Ferchentales auf das Mittelgebirge um Ellmau und damit ins Isartal aus — eine Verbindung, die sehr glücklich erscheint. [Hingegen kann sich Ref. von der angenommenen starken Übertiefung, 350 m, im Reintale nicht überzeugen; die Verbindung der Oberreintalstufenmündung mit der 1000 m-Sohle über der heutigen Ferchenbachmündung ist unmotiviert, zumindest sehr problematisch.]

Aus dem Garmischer Becken zieht der angenommene unmittelbar präglaziale Boden mit 5 ‰ Gefälle in das Loisachquertal hinein bis gegen Eschenlohe. Dort taucht die Felssohle auch median im Tal hervor, setzt in 780 m Höhe die Übertiefung des Garmischer Beckens aus. Ähnlich wie am Ausgange des Isartales bei Tölz wird hier für die (unmittelbar) präglaziale Talsohle kein Gefälle mehr nachweisbar.

Unterhalb der angenommenen (unmittelbar) präglazialen Talbodenfläche ist im Garmischer Becken mehrfach ein Niveau von 780 m besonders ausgeprägt (Gesimse, Stufenmündungen). Es führt bei Eschenlohe in den präglazialen Talboden über. Levy ist geneigt, es auf einen interglazialen Talboden zu deuten. (Mit Bestimmtheit kann man nur unter diesem Niveau von Übertiefung sprechen, weil tiefstens erst mit ihm auf der Schwelle von Eschenlohe die Übertiefung aussetzt.)

Vorwärts der Schwelle von Eschenlohe schließt das Übertiefungsbecken des Murnauer Mooses an, das als Zungenbecken des Bühlgletschers gedeutet wird (daß der Gletscher gerade hier an seinem Ende, im erweiterten Tale erodiert haben sollte!?).

Aus dem Garmischer Becken läßt Levy die (unmittelbar) präglaziale Talsohle unter dem Eibseer Bergsturz hindurch allmählich in die Höhe der Törlen ansteigen (gibt das nicht einen zu raschen Anstieg, sollten da nicht ältere Gehängesysteme, mindestens eines, dazwischen liegen?). Sichtbar entsprechen den Gesimseresten des Garmischer Beckens um 850 m solche, die allmählich im Loisachtal gegen Grießen hin ansteigen (6 ‰) und dort in das Neidernachtal überleiten, um durch dasselbe in flacher Kurve (11 ‰) ans Plansee-Ostende fortzusetzen. Dort, in ca. 1100 m, schließt in allmählich steilerer Kurve (20—70 ‰) über den Sattel am Blauen Jäger (1207 m) als altes präglaziales Einzugsgebiet der Oberlauf des heute zum Lech entwässernden Zwieseltales (SO des Säuling) an. Das Planseetal von damals sperrt Levy durch eine Wasserscheide an seiner engsten Stelle im Ostteile des Sees, das Ammertal durch eine solche an der Stelle des engen schluchtartigen Durchbruches von heute bei den Torsäulen. Ein entsprechender Sattel an den Törlen schied das Loisachtal der Gegend von Grießen gegen das Becken von Ehrwald hin, nur ein untergeordnetes Seitental kam aus dieser Richtung.

Das Ammertal jener Zeit hatte seinen Scheitel in ca. 1430 m Höhe im Sattel gegen die Pöllat und senkte sich von dort, durch Gesimse und Stufenmündungen vergegenwärtigt, in allmählich verflachender Kurve ostwärts bis auf ca. 1000 m nächst Linderhof und 850 m im Sattel von

Ettal, wo es annähernd gleichsöhlig ins Loisachtal unterhalb Garmisch mündete. Eine alte, jedoch noch vor dem Ende der Eiszeit niedergelegte Wasserscheide trennte davon das Süd—Nord gerichtete Ammergauer Tal ab, welches Levy um den Nordfuß des Trauchberges, südlich der stark hervortretenden Molasserippe des Schneidberges, nach Westen in den Lechbereich nordwestlich von Füssen verfolgt.

Alle diese mit reichlichem Detail belegten Rekonstruktionen müssen als sehr glücklich bezeichnet werden, erwecken nach Natur und Karte durchaus den Eindruck der Wahrscheinlichkeit.

Im Neidernachtale, anschließend an die bis 950 m in Fels gelegene Planseeschwelle, finden sich auch Reste eines tieferen, als interglazial aufgefaßten Talbodens, die ostwärts in die 780er Gesimse im Garmischer Becken überführen, sich anderseits aber schon durch das Planseetal hindurch ins Hintertorental (Lechbereich) verfolgen lassen (Verfolgung lückenhaft und unsicher!), während die Wasserscheide bei den Torsäulen gegen das Ammertal noch bestand. In diesen „interglazialen" Boden wäre durch einen von Westen her eingedrungenen Würmgletscher das Felsbecken des östlichen Neidernachtales eingetieft worden, hingegen als Zungenbecken eines ebenfalls von Westen gekommenen Bühlgletschers das Planseebecken (?). Die beiden Becken könnten nicht gleichzeitig oder durch denselben Gletscher ausgekolkt worden sein, weil zwischen beiden die (Bühl-) Endmoränen der Planseeschwelle liegen (das bräuchte wohl nicht auszuschließen, daß auch das Planseebecken, Tiefe 50 m, schon hocheiszeitlich, eventuell durch einen und denselben Würmgletscher wie das Neidernachbecken eingetieft worden ist).

B. Glaziale Ablagerungen.

Im Grunde des Garmischer Beckens finden sich Reste einer alten zu Nagelfluh verkitteten Moräne, deren Oberfläche von späterer Vergletscherung geschliffen und mit Moränenschutt überdeckt ist, der Rollstücke der Nagelfluh enthält: vermutlich Moräne einer älteren Vergletscherung.

Bei Eschenlohe und Kainzenbad liegen die Endmoränen des Krünnstadialen Loisachgletschers. Dieselben stauten zusammen mit der Felsschwelle von Eschenlohe einen See mit mindestens 725 m Spiegelhöhe auf, der das Becken seiner ganzen Horizontalausdehnung nach einnahm (Seekreide-Ablagerungen). Im Becken des Murnauer Mooses sammelte sich nach dem Rückzuge des Bühlgletschers ein See mit 630 m Spiegelhöhe (nach Penck). Der Bergsturz von Eibsee ist jünger als die Krünnmoränen, die unter ihm stellenweise zum Vorschein kommen.

Als Endmoränen des Bühlstadiums werden ferner gedeutet jene der Planseeschwelle (heutige Wasserscheide zwischen Plansee und Neidernach; Planseegletscher; daß im Garmischer Becken der Krünngletscher bis Eschenlohe, im Planseetal der Bühlgletscher hingegen nur bis zur Planseeschwelle gereicht hätte, erscheint bedenklich), jene im Ammertale zwischen der Mündung des Sägertals und Linderhof (und zwar aneinandergrenzend die Moränen eines lokalen Ammertaler Gletschers, des Ellmauer

Astes des Loisachgletschers und eines von Osten, Ettal, her eingestülpten Armes des Loisachgletschers) und jene von Saulgrub—Altenau (Ammergauer Ast des Ettaler Loisachgletschers). — Auf das Gschnitzstadium des Partnachgletschers (nicht des Isargletschers, wie Gehl meinte) bezieht Levy die Moränen von Ellmau westlich Mittenwald (es käme für dieselben wohl auch krünnstadiales Alter in Betracht).

3. Ehrwalder Becken und Lechgebiet.

A. Relief des Grundgebirges.

In dem alten bis in die Postglazialzeit hinein zum Inn geöffneten Tale von Lermoos—Ehrwald entsprechen Sohlenreste bei 1100 m jenen (angenommen unmittelbar präglazialen, Penck) von 1000 m in der Imster Gegend. Die Wasserscheide gegen Grießen wäre im Überflußdurchbruch des durch den Fernpaß-Bergsturz aufgestauten Sees durchschnitten worden (Seespiegel bei ca. 1100 m). Die 1100er Sohlenreste verfolgt Levy aus dem Ehrwalder Becken allmählich (13 ‰) ansteigend durch das Hintertorental bis zu einer alten Wasserscheide bei ca. 1300 m nahe östlich des Lech, auf der Höhe des damals zusammenhängenden Schlögel- und Schloßberges. Dem Hintertorentale jener Zeit weist Levy auch noch das Planseetal zu bis zu jener Wasserscheide (ca. 1300 m) gegen das gleich alte (unmittelbar präglaziale) Loisachtal am Ostende des Plansees (wie reimen sich diesfalls die um den Plansee ermittelten Werte 1200 und 1160 m mit jenen von 1200 m bei Bichlbach zusammen?). Diese (unmittelbar) präglaziale Sohle hätte der Gletscher im Becken von Lermoos um ca. 150 m übertieft (der Nachweis des Aussetzens der Vertiefung steht aus), eine zweite starke Übertiefung folgt in der Gegend von Heiterwang. Die Wasserscheide zum Lech wäre dann von der Seite des stärker übertieften Lechtales her angeschnitten und das Hintertorental zum Lech abgelenkt worden. Für jenen „interglazialen" Talboden der Planseeschwelle nimmt Levy eine Wasserscheide ungefähr in der Gegend der heutigen bei Lehn an; von da wäre dieses interglaziale Tal in ganz allmählicher Senkung (20 ‰) durch das Hintertoren- und Planseetal zur Neidernach verlaufen (Anhaltspunkte sehr geringfügig, Rekonstruktion daher fragwürdig).

Im Lechtal schließt Levy an Ampferer und Müller an, lehnt jedoch die von Müller angenommene tektonische Einbiegung des (unmittelbar) präglazialen Talbodens in der Gegend von Reutte aus guten Gründen ab und zieht die präglaziale Sohle in allmählicher Senkung von 1050 m an der Rotlech-Mündung gegen Pfronten hinaus. Dem von Müller betonten (angebliche tektonische Vertiefung des präglazialen Talbodens) Niveau von 950 m nordwestlich von Reutte komme eventuell die Bedeutung eines interglazialen Talbodens ähnlich wie im Plansee—Garmischer Gebiete zu.

Im Vorlande deuten die Stufenmündungen des Halblech und der Halbammer, da hier mit glazialer Übertiefung wohl nicht mehr gerechnet werden kann, auf eine ähnliche tektonische Hebung des Gebirgsrandes seit der Präglazialzeit hin wie nördlich des Walchensees und Tölzer Beckens.

Im Zusammenhange mit ihr dürfte die Wasserscheide zwischen Ammergau und Ammertal, durch Anzapfung von der hier näheren tiefer gesenkten Erosionsbasis im Norden her, niedergelegt worden sein.

B. Glaziale Ablagerungen.

Bei Pfronten, vor dem Hopfensee, dann nördlich von Füssen und vor dem Bannwaldsee stellt Levy das Vorhandensein von Bühlendmoränen fest. Dieselben hätten im untersten Lech-(Vils-)Tal den See aufgestaut, den Ref. angegeben, Müller hingegen in Abrede gestellt hatte; doch hätte dieser Vilstalsee nicht in das Becken von Reutte hineingereicht, sondern dort wäre zu seiner Zeit das Gletscherende des Krünnstadiums gelegen und in dessen Becken (Moränen- oder Übertiefungsbecken?) hätte sich dann später ein anderer See gesammelt, nachdem der Vilstalsee schon im Wege des Überflußdurchbruches gegen Füssen abgeflossen war. Ähnlich hätte im Hintertorental der Krünngletscher mit seinem Ende bei Heiterwang an den schon bestehenden Plansee herangereicht.

In einem abschließenden III. Teil bringt Levy eine zusammenfassende Darstellung über die Herausbildung des heutigen Formenschatzes seit der Präglazialzeit. An Hand einiger instruktiver kleiner Skizzen zeigt Levy die im Sinne seiner Rekonstruktionen eingetretenen Verschiebungen der Wasserscheiden seit der Präglazialzeit. Der auffallendste generelle Zug ist hiebei die Verschiebung der Wasserscheiden nach O, im Wettersteingebirge auf Kosten der Isar zugunsten der Loisach, im Planseegebiete auf Kosten der Loisach zugunsten des Lech. Nichtsdestoweniger zeigten schon die (unmittelbar) präglazialen Wasserscheiden mehrfach eine auffallende Asymmetrie. Die (unmittelbar) präglazialen Täler boten wohl in ihrem Längsprofil, nicht aber auch in ihrer horizontalen Entwicklung ein ausgeglichenes und einheitliches Bild. Die (unmittelbar) präglaziale Landschaft „entspricht ganz und gar nicht etwa der landläufigen Vorstellung eines Mittelgebirges„ ... „steil nud schroff ragten wie heute schon damals die aus Wettersteinkalk gebildeten Hochstöcke auf". Klarer als aus irgendeiner älteren morphologischen Alpendarstellung geht hervor, daß der eiszeitliche Anteil an der Reliefgestaltung ein ungleich geringerer ist als der präglaziale. „Das (sc. unmittelbar) präglaziale Landschaftsbild stellt nicht den Ausgangspunkt, sondern das unfertige, gewaltsam herbeigeführte Ende einer unendlich langen Entwicklung dar, gewissermaßen nur eine Augenblicksaufnahme in der Geschichte der Kalkalpen und ihrer Täler seit dem Abschluß der tektonischen Gebirgsbildung." „Die großen Haupttäler waren in der Präglazialzeit schon großenteils fast im gleichen Umfang entwickelt wie jetzt." Verschiedentlich erwähnt Levy auch Reste älterer präglazialer Formentwicklungsstadien.

Kartenskizzen zeigen die verschiedenen eiszeitlichen und stadialen Seebildungen des Gebietes.

Die Feststellung des „Krünnstadiums" zwischen Bühl- und Gschnitzstadium, jedoch näher dem ersteren, bringt weiteres Detail in die Geschichte des Rückschmelzens der Eiszeitgletscher; es setzt eine Hebung der Schnee-

grenze gegenüber dem Bühlstadium um kaum 100 m voraus, Isar- und Loisachgletscher wurden noch mit zentralalpinem Eise gespeist.

Dem Sinne älterer Ausführungen Penck's entspricht die Feststellung, daß bei Beginn des Eiszeitalters Isar- und Loisachgletscher nur auf dem Wege durch die Seefelder Senke nennenswerte Zuschüsse zentralalpinen Eises erhielten, daher die Seltenheit kristalliner Geschiebe in den ältesten Moränen und Schottern entsprechender Teile des Alpenvorlandes.

Sehr wichtig sind die Konstatierungen betreffs junger tektonischer Verschiebungen, und zwar Aufwärtsbewegungen des Gebirgsrandes, ähnlich wie solche schon länger vom Südalpenrande bekannt sind. Außer präglazialen erkennt Levy von der Tölzer Gegend bis an den Ausgang des Lechtales hinüber auch auf eine eiszeitliche Hebung des Gebirgsrandes um mindestens 100 m (die Präzisierung, daß sie in der letzten Interglazialzeit erfolgt wäre, ist wohl noch nicht genügend begründet). Und diese Hebung, nicht die Glazialerosion an sich, ist für ihn der Hauptausgangspunkt für die durch fluviatile und glaziale Erosion bewirkte eiszeitliche Fortbildung des Reliefs; in ihrer Folge wären auch die noch zu Beginn des Eiszeitalters bestandenen Schranken so weit erniedrigt oder durchbrochen worden, daß bei späteren Vergletscherungen zentralalpines Eis in ungleich bedeutenderer Menge Zutritt ins Isar—Loisachgebiet erlangte. „Die Gletscher blieben abhängig von dem Formenschatze, den sie vorfanden, konnten sich erst voll und in größter Kraft entfalten, als interglaziale Flußerosion infolge tektonischer Vorgänge ihnen den Weg frei gemacht hatte." Aber auch dann noch kommt Levy im allgemeinen zu mäßigen Übertiefungs- (s. str.) Beträgen, in der großen Mehrzahl der Fälle zwischen 100 und 200 m. Nur wo präglaziale Wasserscheiden durchschnitten oder beseitigt wurden, wären überhaupt eiszeitliche Vertiefungen um erheblich größere Beträge erfolgt. Die Übertiefung setze meist dort aus, wo der Gletscher durch einen anderen, übergeordneten gestaut wurde, und lasse sich dann eben eindeutig als solche erweisen durch das rückfällige Hervortauchen der Felssohle.

Für ein Rücksinken des Gebirgskörpers fehlten Anhaltspunkte (der ungestörte Verlauf der präglazialen Talböden bis in die unmittelbare Nähe des Alpenrandes schließt indes nur Verbiegungen aus, für eine Senkungsbewegung des Gebirgskörpers im ganzen bleibt die Möglichkeit offen).

Levy's Arbeit bedeutet einen großen und sehr erfreulichen Fortschritt in der morphologischen Alpenforschung: sie hat sich freigemacht von der Schablone glazialmorphologischer Übertreibungen, ohne andererseits glazialerosive Momente zu unterschätzen. Sie läßt der Eiszeit und auch den Gletschern selbst einen immerhin wichtigen Anteil an der Schaffung des heutigen Formzustandes, die Hauptentwicklung aber rückt in viel frühere Zeiten zurück. Und das ist wohl die Richtung, in der die morphologische Alpenforschung fortschreiten wird. **Klebelsberg.**

Paul Beck (Thun): Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. (Ecl. Geol. Helv. **17**. Heft 2. Juli 1921. 139—176. Mit 2 Textfig. und 1 Tabelle.)

Nach etwas breiten, gutenteils Selbstverständlichkeiten enthaltenden allgemeinen Ausführungen über die Bedingungen der Talbildung unterscheidet Verf. für sein Gebiet drei Hauptabschnitte angeblich quartärer (ohne nähere Begründung) Talvertiefung: eine „älteste, welche bis auf 15—1600 m Meereshöhe herab weite Hochflächen und mehr als die Hälfte des Talraumes schuf; eine mittlere, welche Terrassen bis auf ca. 1000 m herab und vom tieferen Hohlraum den stark überragenden Hauptteil erzeugte, und endlich eine letzte, welche die Durchtalung der Seen und ihrer Umgebung beendigte". Als Reste der „pliocänen Abtragungsfläche" betrachtet Verf. die Gipfelflur des Aarmassivs und die nördlich vorliegenden ungleich tieferen „Plateaugipfel" (z. B. Faulhorn, Stockhorn).

Das „altquartäre" Oberflächensystem „von 1500 m aufwärts" ist besonders schön entwickelt beiderseits des unteren Simmentals. Die Eintiefung auf das Terrassenniveau läßt mehrere Etappen erkennen. Das Terrassenniveau (1000 m) ist besonders in der Umgebung des Thuner Sees schön entwickelt, ihm gehört u. a. auch der Brünigpaß an (1011 m), über den damals noch die Aare nach NNO floß; erst mit der folgenden dritten Eintiefungsepoche wäre sie nach W abgelenkt worden. Auch diese Epoche gliedert sich nach einzelnen Stadien, denen Terrassen (700 und 600 m ü. M.) entsprechen, die untere Grenze setzen die Böden des Thuner und Brienzer Sees (308—343 m). Jene stadialen Terrassen sind dadurch besonders bemerkenswert, daß sie für 60 bezw. 40 km Haupttalstrecke kein Gefälle aufweisen. Dieser Gefällsmangel genüge, um den im Grundgebirge gelegenen Teil der Seebildung zu erklären. Die tektonischen Dislokationen (Rücksinken der Alpen), auf die der Gefällsmangel zurückgeführt wird, werden als Ursache der im folgenden behandelten jungquartären Aufschüttungen betrachtet. Doch genüge kein einfaches Einsinken des Alpenkörpers gegenüber dem Vorlande, da der Gefällsmangel der Terrassen — eine in weiterem Umfange anzuwendende Argumentation — auch in jenen Talstrecken gegeben ist, die im Streichen des Gebirges liegen, es müßten die Alpen nicht nur einfach gleichmäßig gegenüber dem Vorlande eingesunken sein, sondern in der Streichungsrichtung verschieden stark, im Falle des Aaretals nach NO hin zunehmend.

Für die Entstehung der Talböden, deren Reste die erwähnten Stadialterrassen vorstellen, und für die Herausschneidung der Terrassen selbst ist Verf. (in Anlehnung an ältere derartige Annahmen) geneigt, den Wechsel von Gletschervorstoß und Gletscherrückgang verantwortlich zu machen: Gletschervorstoßen habe Verminderung der Wasserführung und der Erosionskraft zur Folge, letztere reichte dann gleichsam nur mehr zur Ausarbeitung flacher Talböden durch Seitenerosion aus, im übrigen trete Aufschüttung ein; Gletscherrückgang hingegen habe Vermehrung der Wasserführung

und der Erosionskraft zur Folge, die Talböden würden zerschnitten, tiefere Rinnen in sie eingetieft (die Erosionsbasis scheint dabei vergessen worden zu sein). Im Zusammenhang mit dem angenommenen Rücksinken reimt sich Verf. weiter zusammen: vor der Stirn des vorgehenden Gletschers wären im einsinkenden Gebiete gewaltige Schottermassen abgelagert worden, „bei einem raschen Rückzug des Gletschers, vielleicht durch die Dislokation selber verursacht, entstand hinter der Schotterbarriere ein See". Derartige Vorstellungen dienen zur Erklärung des Thuner und Brienzer Sees.

Aus dem bekannten schönen Interglazialprofile an der Kandermündung schließt Verf. in zwar ganz kurzer, aber auch ganz unzureichender Argumentation auf eine zwischen den Deckenschottervergletscherungen einerseits, der vorletzten, „großen" Vergletscherung andererseits gelegene „Kandereiszeit"; ganz vage sind Schlüsse auf eventuelle weitere Vergletscherungen, die auf Kosten der „großen" Interglazialzeit gingen. Mit diesen unsicheren Annahmen für die ältesten vorhandenen Glazialablagerungen verliert Verf. den Boden für eine verständliche Ansetzung und Beurteilung der späteren; von der letzten Interglazialzeit z. B. ist seltsamer Weise mit keinem Worte die Rede, während Verf. seinen beiden früheren Interglazialzeiten ganz bestimmte Rollen zuweist. Erst für die Würmeiszeit findet man sich wieder einigermaßen zurecht, über ihren Verlauf werden manche interessante Einzelheiten mitgeteilt; desgleichen über die seit jüngsten historischen Zeiten eingetretenen Veränderungen (Berechnungen über die Schuttführung der Kander, wobei eine auffallende Steigerung der Schuttführung anschließend an den Rückgang des 1850er Gletschermaximums angegeben wird).

Die Arbeit bringt manche schätzenswerte Bereicherung des Beobachtungsmaterials. Sie leidet aber andererseits an offenkundigen Mängeln. Zunächst fehlt es an Systematik und Übersichtlichkeit der Durcharbeitung und Darstellung (nur äußerlich scheint eine klare Gliederung gegeben), wodurch ihr Studium sehr erschwert wird. Besonders aber fällt die dilettantische Selbstherrlichkeit unangenehm auf, mit der Verf. manches für fix nimmt, was erst erwiesen werden sollte, hingegen sich glatt über vieles hinwegsetzt, was sehr zu berücksichtigen wäre. Bei einem Gebiet, das schon mancherlei eingehende Bearbeitung erfahren hat (Zollinger, Brückner z. B.), geht es denn doch nicht an, die Ansichten anderer und die Ergebnisse älterer Forschungen völlig zu ignorieren, auch nicht unter Berufung auf „20jährige Beobachtungen" und den Standpunkt „Nicht Prioritäten feststellen, sondern das Naturgeschehen". Mit solchen Bemerkungen läuft man Gefahr, überhaupt nicht ernst genommen zu werden, — was einem für den eifrigen Thuner Lokalforscher auch wieder leid täte.

Klebelsberg.

Paläontologie.

Protozoa — Foraminifera.

H. Yabe: Notes on some eocene Foraminifera. (Sci. Rep. of the Tôhoku Imp. Univ. II. ser. [Geology.] 5. No. 4. 1921.)

I. Four arenaceous Foraminifera from the Eocene of Haha-jima (Hillsborough Is.) Ogasawara (Bonin) Group. Taf. XVI (I).

Verf. fand beim Reinigen einer Anzahl von Nummuliten an der Oberfläche der Schalen angewachsene sandige Foraminiferen und zwar *Sagenina* Chapm. 2 Stück (davon *S. expansa* n. sp.). *Placopsilina* d'Orb. 1 Stück. *Lituotuba?* Rhumbl. 1 Stück (*L. eocenica* n. sp.).

II. Notes on two Foraminiferal Limestone from E. D. Borneo. Taf. XVII (II) u. XVIII (III).

Diese Arbeit ist eine Fortsetzung der Foraminiferenstudien desselben Autors an dem von S. Nada gesammelten Materiale. Die Handstücke gehören zwei Stufen an; für das eine ist *Nummulites subbrongniarti* Verbeek charakteristisch, während die beiden anderen *N.* cf. *pengaronensis* Verb., *Assilina orientalis* Douv., *A. granulosa* Arch. var. *minor* Heim, *Orthophragmina javana* Verb., *O. Fritschi* Douv. enthalten.

Das erste Handstück wird als unteroligocän. die beiden anderen als obereocän angesehen.

III. Notes on *Pellatispira* Boussac. Taf. XIX (IV) u. XX (V).

An der Hand von neueren Funden analysiert Verf. die Verwandtschaftsverhältnisse dieser interessanten Gattung, die in der letzten Zeit in die Nähe von *Assilina* gestellt wurde, und kommt zu dem Schlusse, daß der innere Bau der Schalenwände für eine nähere Verwandtschaft mit *Calcarina* spricht.

Sämtliche Bilder sind gut reproduzierte klare Mikrophotographien.

Liebus.

Jos. Aug. Cushman: Some pliocene and miocene foraminifera of the coastal plain of the United States. (Unit. States Geol. Surv. Bull. 676. Washington 1918. Taf. I—VIII, IX—XXIII.)

In zwei kleinen Schriften bearbeitet Verf. die pliocänen Foraminiferen von 5 Fundorten der Staaten Nord-Carolina, Süd-Carolina und Florida

und die miocänen Foraminiferen von 27 Fundorten (mit Verarbeitung des Materials von Dr. R. M. Bagg) von Maryland, Virginia, Nord-Carolina, Süd-Carolina, Alabama und New Jersey.

Die meisten Formen sind bereits bekannte Arten; als neu werden angeführt: in der Arbeit über die pliocänen Formen: *Rotalia beccarii* (Lin.) d'Orb. var. *ornata* n. var., *Polystomella fimbriata* n. sp., *Spiroloculina reticulosa* n. sp., *Sp. glabrata* n. sp.; in der Arbeit über die miocänen Foraminiferen: *Saccamina glabra* n. sp., *Textularia virginiana* n. sp., *Bolivina marginata* n. sp., *B. aenariensis* (Costa) Brady var. *multicostata* n. var., *B. floridana* n. sp., *Cristellaria americana* n. sp., *Cr. americana* var. *spinosa* n. var., *Cr. floridana* n. sp., *Cr. catenulata* n. sp., *Siphogenerina lamellata* n. sp., *Globigerina apertura* n. sp., *Discorbis turrita* n. sp., *Truncatulina lobatula* (Walk. et Jac.) d'Orb. var. *ornata* n. var., *Tr. subloba* n. sp., *Tr. floridana* n. sp., *Tr. americana* n. sp., *Tr. basiloba* n. sp., *Tr. concentrica* n. sp., *Rotalia reticulata* n. sp., *Nonionina extensa* n. sp., *Quinqueloculina subdecorata* n. sp., *Triloculina asperula* n. sp. Von diesen Arten wird sich wohl eine Anzahl auf bereits bekannte europäische Formen zurückführen lassen. **Liebus.**

Rufus M. Bagg: The foraminifera of the Bonaventura cherts of Gaspé. (New York State Museum Bulletins 219, 220. Albany, The university of the state New York. 1921.)

Die Schichten der Bonaventuraformation werden von J. M. Clarke als jüngstes Devon oder ältestes Carbon angesehen. Das Hauptgestein ist ein Konglomerat, dessen hervortretendsten Bestandteil ein unreiner Hornstein bildet. Dieser enthält neben Spongiennadeln, Radiolarien, Bryozoen eine Menge von Foraminiferen. Der Autor kommt zu dem Schlusse, daß die hier in den Feuersteinen enthaltene Fauna dem Alter nach auf Cambrium oder Untersilur hinweist. Die Foraminiferen sind sämtlich nur nach Dünnschliffen bestimmt worden.

Verf. ist sich wohl bewußt, daß eine solche nur auf Dünnschliffe basierte Bestimmung keine vollständig einwandfreien Resultate bezüglich der Genera geschweige denn der Arten ergeben kann; aber auf 6 Tafeln ist neben den Dünnschliffen eine ganze Anzahl von zum Teil hochspezialisierten Foraminiferenarten abgebildet, die mit den Dünnschliffen identifiziert werden. Jedenfalls sind diese Identifizierungen mit Vorsicht zu verwerten, besonders dann, wenn Angaben über das Alter von Foraminiferengattungen gemacht werden, die dann leicht in die paläontologischen Handbücher übergehen. **Liebus.**

Coelenterata — Anthozoa.

W. I. Robinson: The relationship of the Tetracoralla to the Hexacoralla. (Trans. Conn. Acad. of Arts a. Sci. **21**. New Haven Conn. 1917. 151—199. 1 Taf. 7 Textfig.)

Die Untersuchungen von Duerden und Carruthers über die Septenbildung bei den paläozoischen Korallen hatten gezeigt, daß diese in ihrer ersten Anlage weitgehende Ähnlichkeiten mit den jüngeren Hexakorallen aufweisen, und erst dann die vierzählige und fiederstellige Anordnung annehmen. Faurot konnte 1914 (IX. Congrès de Zoologie, Monaco) zeigen, daß die Septenbildung bei der Hexakoralle *Turbinolia* vollkommen mit den ersten Stadien der Septenanlage bei den jungpaläozoischen Cyathaxonien übereinstimmt. Wenn so auch an einem engen Zusammenhang der beiden großen Korallengruppen nicht zu zweifeln ist, so bestehen nach Ansicht des Verf.'s doch noch zwei Möglichkeiten für die Entstehung der Hexacoralla, deren monophyletische Entstehung vorausgesetzt. Entweder sie sind durch Umwandlung der Septenanordnung aus den paläozoischen Tetracorallia hervorgegangen, oder aber sie haben sich unabhängig von diesen aus einer gemeinsamen Urform entwickelt. Ist letztere besonders von Brown vertretene Theorie richtig, so müßten im Paläozoicum neben den Tetracoralla auch Hexacoralla vorkommen. Verf. untersucht zunächst einige paläozoische Korallen, die gelegentlich als Hexakorallen angesprochen worden sind. So die silurische Gattung *Calostylis*, die wegen ihrer porösen Skelettstruktur mit porösen Hexakorallen in Beziehung gebracht wurde, von der aber schon Frech zeigen konnte, daß sie in Wirklichkeit bilateralsymmetrisch angeordnete Septen besitzt. Wer Gattungen wie *Palaeacis* und *Pleurodictyum* als Hexacoralla aufgefaßt hat, ist dem Ref. unbekannt; da gibt es unter den sogenannten Tabulaten wahrlich andere Formen wie *Favosites gothlandica* und *Heliolites*, die in der Anordnung ihrer Septenbildungen mehr Ähnlichkeit mit den Hexakorallen aufweisen. Die Gattungen *Leptopora* Winch., *Palaeacis* E. et H., *Microcyathus* Hinde, *Ptychochartocyathus* Ludw., *Pleurodictyum* Goldf. und *Vaughania* Gaarw. werden in der Familie Leptoporidae zusammengefaßt. Sie soll Kolonien, deren Zellen durch dicke, von Kanälen durchzogene Wände voneinander getrennt sind, umfassen. Auf das europäische *Pleurodictyum problematicum* dürfte diese Diagnose kaum zutreffen. Jedoch ist die Zusammenstellung aller aus diesen rätselhaften Gattungen bekannten Arten sehr verdienstvoll. Robinson kommt zu dem Ergebnis, daß keine paläozoischen Hexacoralla bekannt sind, diese also wohl aus den Tetracoralla hervorgegangen sein müssen. Brown wurde dadurch getäuscht, daß er verkieselte Exemplare von *Streptelasma profundum* untersuchte, bei denen die ersten Stadien der Septenanlage überhaupt nicht und später nur die Basalteile der Septen erhalten waren, die eine scheinbare, regelmäßig radiale Anordnung aufweisen. Interessant ist der Hinweis auf eine zunehmende Plastizität in der Ausbildung der Skeletteile bei den Tetracoralla gegen Ende des

Paläozoicums. Diese ist aber nicht allein auf die Ausbildung der Columella beschränkt, sondern erstreckt sich, wie Ref. an permischen Korallen zeigen konnte, auch auf die Anordnung des Septalapparates. **H. Gerth.**

H. Gerth: Über die Entwicklung des Septalapparates bei den paläozoischen Rugosen und bei lebenden Korallen. (Zeitschr. f. indukt. Abstamm. u. Vererbungslehre. **21**. 1919. 201—215. 10 Fig.)

Veranlassung zu dem Aufsatz gab eine Abhandlung Jaekel's über die Organisation der Korallen (Paläontolog. Zeitschr. 1918). In ihr stellte dieser Forscher die Hypothese auf, daß die Medianlamelle, durch die der Kelch bei den paläozoischen Rugosen als erste Septenanlage geteilt wird, dem ersten Mesenterienpaare bei den Hexakorallen entspräche und in der Tasche zwischen den beiden Hälften der sich U-förmig festsetzenden Planulalarve gebildet sei. Nun können aber die Kalksepten keineswegs als den Mesenterien gleichwertige Bildungen aufgefaßt werden, letztere gehen vielmehr den ersteren in der Anlage voraus. Erst nachdem die Mesenterienbildung einen gewissen Abschluß erreicht hat, kommen bei lebenden Korallen die Kalksepten zur Anlage und nichts rechtfertigt die Annahme, daß dies bei den paläozoischen Korallen etwa anders gewesen wäre. Die erste Anlage der ersten Mesenterien bei den lebenden Korallen weist aber viele Ähnlichkeiten mit der der zuerst entstehenden Kalksepten bei den Rugosen auf. Sie werden nämlich nicht zu mehreren gleichzeitig in Zyklen gebildet, sondern entstehen wie diese nacheinander paarweise. Bei den paläozoischen Korallen wird also ein primitives Merkmal länger, auch noch bei der Bildung der kalkigen Septen, festgehalten, während es bei den jüngeren Vertretern auf die ersten Stadien der Mesenterienanlage zurückgedrängt ist. Die nicht zyklische, sondern paarweise Nacheinandereinschaltung neuer Septen in nur vier der sechs primären Interseptalräume bei den Rugosen führt Verf. mit Yakovlev auf die seitliche Anheftung des Polypars bei diesen Korallen und die dadurch bedingte seitliche Abplattung zurück. Die jüngeren Korallen sitzen mit einer runden Basalscheibe fest, auf der die Bildung der kalkigen Septen in der Regel gleich zyklisch erfolgt, während diese Einschaltungsweise sich bei den Rugosen erst früher oder später einstellt, nachdem das Polypar einen kreisförmigen Querschnitt und zylindrische Gestalt angenommen hat. Andererseits erfolgt auch bei den lebenden Korallen die Einschaltung neuer Septen paarweise und nacheinander, wenn die Gestalt des Kelches durch einseitiges Wachstum von der Kreisform abweicht. Bei einigen der jüngsten Vertreter der Rugosen aus dem Perm wird eine weitere Annäherung an den Septalapparat der jüngeren Korallen, der aus mehreren Zyklen von Septen von verschiedener Größe besteht, angestrebt. Die bei ihnen noch paarweise in vier Interseptalräumen entstandenen Septen bleiben abwechselnd im Wachstum zurück

oder eilen voran, so daß auch hier schließlich kürzere oder längere Septen miteinander abwechseln, unabhängig von dem Alter und der Reihenfolge der Einschaltung. Vermutlich hängt diese Erscheinung mit einer Differentiation in der Größe der über den Septen stehenden Tentakel zusammen.

H. Gerth.

N. N. Yakovlev: On the organization of the Rugose Corals and the origin of their characteristic peculariti es. (Geol. Mag. 1917. 108—115. 1 Taf.)

Hier faßt der russische Forscher die Ergebnisse seiner jahrelangen Untersuchungen über die Organisation der Rugosen zusammen. Über einzelne von ihnen hat er an anderen Stellen schon ausführlicher berichtet. Die charakteristische Gestalt des Polypars der Rugosen ist die hornförmig gekrümmte. Sie ist bedingt durch die seitliche Anheftung des ursprünglich konischen Polypars und dessen Aufbiegung von der Unterlage weg, wobei die konvexe Seite der herrschenden Strömung zugekehrt bleibt. So ist durch äußere Umstände eine bestimmte Orientierung gegeben, mit dieser geht die bilaterale Anordnung der Septen Hand in Hand, während ihre fiederförmige Stellung eine Folge der Krümmung des Polypars ist. Letztere bedingt auch die Verlagerung des Kelchzentrums und die Vermehrung der Septenbildung an der konvex gekrümmten Seite des Polypars, während sie an der konkaven infolge langsameren Wachstums zurückbleibt. Die Gruben im Kelch sind, was die am Hauptseptum gelegene Hauptgrube und die beiden seitlichen anbelangt, durch die sich an diesen Stellen vollziehende neue Septenbildung bedingt. Die nur selten deutliche Grube am Gegenseptum dagegen kommt dadurch zustande, daß sich zwischen ihr und dem beiderseits folgenden Seitenseptenpaar keine weiteren Septen einschalten. Yakovlev glaubt, daß den drei erstgenannten Gruben die Funktion zukam, einen Wasserstrom nach dem Zentrum des Kelches hinzuleiten, der dann durch die Grube am Gegenseptum wieder nach außen befördert wurde. Koloniebildende Rugosen wachsen besonders durch Kelchzwischenknospung, durch die büschelförmige Kolonien von beschränktem Ausmaß entstehen, die im allgemeinen ziemlich große Kelche besitzen. Die jungen Riffbildner dagegen bilden sehr mannigfaltig gestaltete, durch Zwischenkelchbildungen oft zu weit verzweigten Stöcken von beträchtlichen Dimensionen auswachsende Kolonien mit verhältnismäßig kleinen Kelchen. Yakovlev glaubt daher, daß den paläozoischen Korallen nicht die gleiche Bedeutung als Riffbildner zukam. Das Verschwinden der Rugosen am Schluß des Paläozoicums führt er darauf zurück, daß gegen Ende dieser Periode durch die allenthalben stattfindenden Gebirgsbildungen die Lebensbedingungen für Korallen besonders ungünstig geworden sein sollen. Eine Ansicht, die sich nach der Entdeckung einer reichen und äußerst mannigfaltigen Korallenfauna im jüngeren Perm des indischen Archipels kaum noch aufrecht erhalten lassen dürfte.

H. Gerth.

Mollusca — Cephalopoda.

Herm. Schmidt: Über Goniatiten — eine Revision ihrer Systematik mit Beifügung neuer Beobachtungen. (Centralbl. f. Min. etc. 1921. 17. 538—544. 1 Textfig.)

Die vorliegende Studie bildet eine Kritik an der bisherigen Systematik der Goniatiten, insbesondere an der zuletzt von R. Wedekind gegebenen, gegen die sich Verf. mit besonderer Schärfe wendet. Zunächst finden wir eine kurze Besprechung der morphologischen Charaktere der Goniatiten, das ist der Anwachsstreifen, des Windungsquerschnittes, der Embryonalkammer, der Einschnürungen, der Aptychen und der Lobenlinie im Hinblick auf ihren systematischen Wert. Die hier gegenüber Wedekind gemachten Ausstellungen sind weniger prinzipieller als gradueller Natur. Bezüglich der Anwachsstreifen wird auf ihren labilen Charakter bei manchen Übergangsformen sowie auf eine zwischen ihrem Verlauf und der Gestalt des Windungsquerschnittes obwaltende Korrelation hingewiesen, die die Bedeutung der Anwachsstreifen als autonomes Merkmal stark einschränken soll. In der Ausdeutung der Lobenlinie wird einer Rückkehr von der durch Wedekind eingeführten, die Homologieverhältnisse berücksichtigenden Bezeichnungsweise zu einer rein morphologischen das Wort geredet, da die Beobachtungsresultate des Verf.'s bezüglich der Gattungen *Tornoceras*, *Parodiceras* und *Cheiloceras* in einigen als wichtig angesehenen Einzelheiten nicht mit den von Wedekind gewonnenen übereinstimmen. Die Heraushebung des Laterallobus aus den primären Lobenelementen, zu denen auch der Kehllobus K (= innerer Seitenlobus Wdkd.) gerechnet wird, geschieht demgemäß nicht mehr seiner Genese, sondern seiner relativen Lage zum Externlobus entsprechend. Durch eine derartige Betrachtungsweise kommt der Unterschied zwischen dem magnonosellaren und pseudomagnosellaren Lobentypus in Fortfall.

Unter diesem Gesichtspunkte und fernerer Außerachtlassung des Charakters der Anwachsstreifen wird eine Einteilung der Goniatiten in die sechs Familien der I. Nautilinidae Hyatt — Aphyllitidae Frech, II. Primordialidae Hyatt (Beyr.), III. Magnosellaridae Hyatt, IV. Prolecanitidae Hyatt, V. Glyphioceratidae Hyatt und VI. (?) Clymenidae Edw. vorgenommen, die sich durch den ihnen jeweils eigenen Typus in der Vermehrung der Lobenelemente unterscheiden. [Die Bezeichnung dieser Familien mit Hyatt'schen Namen ist insofern etwas irreführend, als sich deren Inhalt keineswegs mit den von Hyatt aufgestellten Kategorien deckt, sondern vielmehr eine starke Annäherung an R. Wedekind's Systematik erkennen läßt. Ref.]

Die Ausführungen des Verf.'s sind von einer leider nur wenig gelungenen und versehentlich auf den Kopf gesetzten Abbildung begleitet.

O. H. Schindewolf.

Pisces.

A. Smith-Woodward: Fish-remains from the upper Oldred-Sandstone of Granite Harbour, Antarctica. (Brit. Antarct. [„Terra Nova"] Expedition. 1910. Nat. Hist. Report. Geol. **1**. No. 2. 51—62. Taf. I. Brit. Mus. London 1921.)

Die Sammlung, aus Beacon-Sandstein des Granithafens, besteht aus isoliert, vielfach beschädigt eingebetteten Platten und Schuppen. Die Reste haben ein vorwiegend stratigraphisches Interesse und bezeugen oberdevonisches Alter der Mutterschicht. Vertreten sind Antiarchi (*Bothriolepis antarctica* n. sp., *Byssacanthoides Debenhami* n. g. n. sp.), Acanthodii, Selachii, Arthrodira (Coccosteide), Crossopterygii (*Holoptychius antarcticus* n. sp., Osteolepide), Actinopterygii (Palaeoniscide).

Hennig.

Plantae.

Potoniés Lehrbuch der Paläobotanik. 2. umgearbeitete Auflage von Prof. Dr. **W. Gothan**. Mit Beiträgen von San.-Rat Dr. **P. Menzel** und Dr. **J. Stoller**. 537 p. 326 Fig. Berlin, Borntraeger, 1921.

D. H. Scott: Studies in Fossil Botany. 3rd ed. I. Pteridophyta. 434 p. 190 Fig. London, Black, 1920.

A. C. Seward: Fossil Plants. A Textbook for Students of Botany and Geology. IV. Ginkgoales, Coniferales, Guetales. 543 p. 190 Fig. Cambridge 1919.

F. Pelourde †: Paléontologie végétale. I. Cryptogames cellulaires et cryptogames vasculaires. 360 p. 80 Fig. Paris 1914.

Innerhalb weniger Jahre sind Zeiller, Solms-Laubach und Potonié, die Verf. der bekanntesten Lehrbücher der Paläobotanik, durch den Tod abberufen worden. Von ihren Büchern hat wenigstens das eine durch W. Gothan, den Schüler und Nachfolger Potonié's, eine Neubearbeitung erfahren. Diese stellt mehr als eine Ergänzung der älteren Auflage dar, sind doch einige Kapitel von Gothan gänzlich neu bearbeitet worden, auch viele Abbildungen sind neu. Auf die einleitenden Abschnitte über „Die Art der fossilen Pflanzenreste" und „Vermeintliche pflanzliche Fossilien", folgt der systematische Teil, der von Gothan bis zu den Coniferen geführt wird. Dabei werden auch die fossilen Hölzer berücksichtigt. Einen verhältnismäßig breiten Raum nehmen die sterilen, in ihrer systematischen Zugehörigkeit unklaren Farne ein. Ganz allgemein erfahren dagegen die phylogenetisch überaus wichtigen, strukturbietenden Reste eine recht gedrängte Darstellung. Beides erklärt sich aus dem Bestreben, auf die praktischen Bedürfnisse des Geologen und Bergmanns Rücksicht zu nehmen. Die ersten Bogen des Buches wurden schon 1914 gedruckt, daher konnte die neueste Literatur, namentlich die des Auslandes, nur noch z. T. berücksichtigt werden. So wird die Darstellung z. B. für die Calamariaceen

den Ergebnissen der Untersuchungen von Jongmans und Kidston nicht gerecht. Manches konnte wenigstens noch in die Schlußkapitel aufgenommen werden, wie die wichtigen Aufschlüsse über die Devonflora *(Rhynia, Hornea)*. Eingehend werden die Cycadophyten mit ihrem an Angiospermen erinnernden Blütenbau behandelt; man vermißt hier einen Vergleich mit den Gnetaceen. Ein großer Vorzug des Buches ist, daß es an den fossilen Blütenpflanzen nicht achtlos vorübergeht. Die knappe, etwa 60 Seiten umfassende Übersicht stammt von Menzel. Spätere Untersuchung, gestützt auf die Revision der alten Tertiärfloren, wird hier allerdings noch manches Zweifelhafte auszuscheiden haben. Stoller gibt einen kurzen Abriß über die Entwicklung der Quartärflora.

Besonders wichtig sind die Schlußbetrachtungen, in denen die Floren der einzelnen Perioden zusammenfassend charakterisiert werden. Bei aller Lückenhaftigkeit der geologischen Überlieferung ergeben sich da lehrreiche Ausblicke auf die Pflanzengeographie früherer Erdperioden sowie die Ökologie ihrer Floren. Mit Recht fehlen phylogenetische Spekulationen im beschreibenden Hauptteil; ihnen ist ein besonderes Kapitel gewidmet, aus dem bei aller Kürze deutlich hervorgeht, wie unentbehrlich die Berücksichtigung der fossilen Pflanzen bei allen botanisch-phylogenetischen Betrachtungen ist. Im Verein mit dem Literaturverzeichnis, das vielleicht ebenso wie die historischen Angaben des Schlußabschnittes noch ausführlicher hätte sein können, ergibt dies alles eine in der Hauptsache ziemlich lückenlose Übersicht über das Gebiet, wie man sie von einem Lehrbuch verlangen muß. Die Ausstattung des Buches ist gut. Bei einer Neuauflage könnten einige Abbildungen (z. B. p. 99, 150) durch bessere Originale ersetzt und sprachliche Härten beseitigt werden, die sich wohl aus der Notwendigkeit erklären, in ein schon fertiges Manuskript Nachträge einzuschieben.

Die „Studies" des englischen Paläobotanikers, deren 1. Band nunmehr in 3. Auflage vorliegt, bilden in gewissem Sinne eine Ergänzung des Potonié'schen Lehrbuches, ist doch ihre Eigenart die vergleichend-anatomische Betrachtungsweise, der sich alles andere unterordnen muß. Die Fortschritte, die die letzten Jahre hinsichtlich der anatomischen Untersuchung der fossilen Pflanzen gebracht haben, sind beträchtlich, Scott selbst ist wesentlich daran beteiligt. Dies kommt in fast allen Kapiteln zum Ausdruck, die im Vergleich zur letzten Auflage bedeutende Umgestaltungen erfahren haben. Ein ganz neuer Abschnitt behandelt die Psilophytales, jene eigenartigen Devonpflanzen, deren Kenntnis wir namentlich den Arbeiten Halle's, Kidston's und Lang's verdanken. Die Ergebnisse ihrer grundlegenden Untersuchungen sind hier zum ersten Male ausführlich zusammengefaßt. Zahlreiche, zum großen Teil neue Abbildungen in vorzüglicher Ausführung erläutern den Text. Sie tragen mit dazu bei, das Buch zu einem unentbehrlichen Hilfsmittel für jeden zu machen, der paläobotanisch arbeiten will, und es ist nur zu wünschen, daß auch der zweite Band bald folgen wird, in dem ja, z. B. bei den Gymnospermen, auch manche Erweiterung zu erwarten ist.

An Umfang weit übertroffen werden die genannten Arbeiten durch Seward's „Fossil Plants", die nach 30 Jahren zum Abschluß gekommen

sind. Band IV behandelt Ginkgoales, Coniferales und Gnetales in der gleichen Ausführlichkeit wie sie schon aus den früheren Bänden bekannt ist. Kaum ein irgendwie wichtiges Fossil ist übergangen und auch die Literaturzusammenstellung zeugt von gleicher Sorgfalt. Das Ganze stellt eine erstaunliche Arbeitsleistung dar, handelt es sich doch teilweise um Gebiete, die dem eigentlichen Arbeitsfelde des Verf.'s ferner liegen. Seward ist Botaniker; sein Hauptziel ist es, die Untersuchung der fossilen Pflanzen auf die gleichen Grundlagen zu stellen, wie sie für die lebenden Pflanzen maßgebend sind. Daher beginnt jedes Kapitel mit einer Übersicht der lebenden Formen. Das erklärt es auch, daß Seward den bei vielen paläobotanischen Bestimmungen üblichen sehr engen Artbegriff bekämpft und einer weitgehenden Zusammenziehung das Wort redet. Ref. hat ihm früher in einem besonderen Falle zugestimmt und hält dies auch nach der Untersuchung Lundquist's (Variationstypen von *Baiera minuta* Nathorst. Geol. Fören. Stockholm Förhandl. **40**. 1918) aufrecht, die gerade für die Richtigkeit der damals vertretenen Anschauung spricht. Dennoch muß zugegeben werden, daß Seward in manchen Fällen in seiner Skepsis gegenüber Art- oder Gattungsmerkmalen viel zu weit geht, wie dies z. B. für die Systematik der Coniferenhölzer erst kürzlich gezeigt werden konnte. Kann man also Seward in seiner Kritik auch nicht überall hin folgen, so möchte Ref. darin doch keinen schweren Fehler sehen angesichts des völligen Mangels jeglicher Kritik, wie er so manche paläobotanische Arbeit auszeichnet.

Auf Einzelheiten des Buches kann hier nicht eingegangen werden. Es stellt das vollständigste Handbuch der Paläobotanik dar, in dem allerdings aus den bekannten Gründen die Blütenpflanzen fehlen. Verf. will noch eine Übersicht der fossilen Floren folgen lassen; wünschenswert wäre auch, wenn er noch eine Ergänzung namentlich der ersten Bände des Buches geben könnte. **Kräusel.**

R. Raineri: Alghe fossili corallinacee della Libia. (Atti Soc. It. Sc. Nat. **59**. 137—148. Textfig. 1—7. Pavia 1920.)

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit den Corallinaceen des Cenoman-Turon des Gebietes von Homs in Tripolis. Die tertiären Formen sollen später beschrieben werden. Unter den besprochenen Arten sind folgende neue: *Archaeolithothamnium Paronai*, *Lithothamnium lybicum*, *Amphiroa Mattioliana*, *Arthrocardia cretacica*.

Die Gattungen *Amphiroa* und *Arthrocardia* sind zum ersten Male in der Kreide nachgewiesen. Über die Fortpflanzungsverhältnisse von *Archaeolithothamnium* werden verschiedene neue Beobachtungen beigebracht.

Den Schluß der Arbeit bilden einige Bemerkungen über Corallinaceen aus der Kreide der Nurra in Sardinien. **J. Pia.**

A. Baretti: Contributo allo studio delle Siphoneae Verticillatae del calcare di Villanova-Mondovì. (Atti Soc. It. Sc. Nat. 58. 216—236. Textfig. 1—7.)

Villanova bei Mondovì liegt am Nordfuß der Meeralpen ungefähr südlich von Turin. Die triadischen Diploporenkalke bilden hier einen langen, unterbrochenen Zug, doch haben nur folgende 3 Fundorte bestimmbare Dasycladaceenreste geliefert:

1. Steinbrüche von Villanova selbst. Dunkle Kalke.
2. Monte Calvario bei Villanova. Dunkle Kalke.
3. Garavagna westlich Villanova. Etwas hellere Kalke.

Andere, entferntere Fundstellen, die von der Verf. ebenfalls sorgfältig ausgebeutet wurden, haben leider keine irgendwie bestimmbaren Reste ergeben, obwohl Auswitterungen von Diploporen auch dort häufig sind. Das Gestein ist überall stark umkristallisiert. Die Schliffe mußten — wie dies auch der Erfahrung des Ref. entspricht — ziemlich dick gehalten werden. Ihre Zahl war eine sehr große, da nur wenige von ihnen brauchbare Reste enthielten. Den Vertretern aller vorkommenden Arten ist eine auffallend geringe Größe eigentümlich, die wohl auf besondere Vegetationsbedingungen zurückzuführen ist. Doch ist zu bemerken, daß Verf. an mehreren Stellen die Angaben Pia's über die größte beobachtete Länge mit der des Durchmessers verwechselt hat (p. 225, 227).

Die Arten, die Verf. in dem untersuchten Material, vorwiegend auf Grund der ersten Publikation des Ref. über triadische Siphoneae verticillatae, bestimmt hat, sind folgende: *Dipl. annulata.* Villanova und (?) Garavagna. *Kantia debilis.* Villanova. *K. philosophi.* Villanova und M. Calvario. *K. philosophi* var. *gracilis* n. var. M. Calvario. Ungenügend bekannt. *K. dolomitica.* Garavagna. *K. (?) Brunoi* n. sp. Garavagna. *Teutlop. vicetina* (wohl irrtümlich für „*vicentina*"). M. Calvario.

Alle die unter diesen Namen angeführten Exemplare sind nach den Zeichnungen und Beschreibungen mit mehr oder weniger Sicherheit als *Dipl. annulata*, und zwar wahrscheinlich durchwegs var. *debilis*, zu erkennen. Bei der zuletzt genannten Form wird diese Deutung besonders durch die Beschreibung der Innenfläche der Schale wahrscheinlich gemacht.

Teutlop. gigantea. Garavagna. *Teutlop. herculea.* Garavagna. Diese beiden Namen beziehen sich zweifellos auf die echte *Teutlop. herculea* Stopp. Verf. hat ganz zutreffend erkannt, daß diese Art in Pia's erster Arbeit nicht richtig gefaßt ist.

Kantia monregalensis n. sp. M. Calvario. Diese Art ist zweifellos verschieden von allen in des Ref. erster Arbeit beschriebenen. Sie erinnert sehr an *Dipl. annulatissima* Pia 1920, doch scheint ihr die sehr starke Erweiterung der Poren gegen innen zu fehlen. Dagegen dürfte sie vollständig übereinstimmen mit zahlreichen, gut erhaltenen Exemplaren, die Ref. in allerletzter Zeit aus dem südlichsten Dalmatien erhielt. Allerdings hat er in diesen Schliffen nie vesiculifere Exemplare gesehen, doch zeigen auch die Zeichnungen Baretti's entschieden keine Erweiterung der Poren gegen außen. Wahrscheinlich kommt dieselbe Art auch in der

Lika vor. In beiden Gebieten gehört sie der ladinischen Stufe an. Heute ist sie natürlich als *Diplopora monregalensis* zu bezeichnen.

Die Untersuchungen, über die die besprochene Veröffentlichung berichtet, waren offenbar außerordentlich schwierig und wurden sichtlich mit viel Geduld und Liebe durchgeführt. Wenn Ref. den Bestimmungen der Verf. vielfach nicht beitreten konnte, trifft die Schuld daran nicht sie, da sie die erst nach ihrer Studie veröffentlichten neuen Ergebnisse Pia's nicht kennen konnte. Und wenn Verf. von ihren Resultaten selbst wenig befriedigt scheint, kann Ref. dies durchaus nicht für berechtigt halten. Da Diploporen an sich wegen ihrer großen vertikalen Verbreitung für eine Niveaubestimmung nicht ausreichen, wurde der strenge Beweis des triadischen Alters der Kalke von Mondovì doch erst durch die besprochene Arbeit geliefert. Darüber hinaus läßt sich aber sicher behaupten, daß das Gestein aller drei oben angeführten Fundorte der ladinischen Stufe angehört. Baretti's Untersuchungen haben in dieser Hinsicht also einen vollen Erfolg gebracht.

Einige kleine formale Mängel der referierten Studie sollen hier nicht ganz übergangen werden. So ist die Schreibung der aus dem Lateinischen und Griechischen abgeleiteten Termini eine sehr wenig sorgfältige. Es ist beispielsweise sinnwidrig, daß Pia's Ausdruck „phloiophor" (von ὁ φλοιός, die Rinde) konsequent mit „ploioforo" wiedergegeben wird, obwohl es bei Anwendung der italienischen Orthographie doch offenbar „floioforo" heißen müßte. Man sollte auch heute nicht mehr von dem geschlossenen Ende der Diploporenschale als dem unteren sprechen (p. 233). Bedauert hat Ref. schließlich, daß die benützten geologischen Arbeiten über die untersuchten Fundorte nirgends zitiert sind. **J. Pia.**

L. et J. Morellet: Les Dasycladacées du Tertiaire parisien. (Mém. Soc. Géol. France, Paléontologie. **21**. Fasc. **1**. Mém. No. 47. 1913. 43 p. 3 Taf. 24 Textfig.)

Wohl kaum je habe ich mich über die Entdeckung eines eigenen groben Versehens so gefreut, wie beim Empfang dieser Arbeit, die infolge der durch den Krieg gegebenen Hemmungen erst so sehr spät in meine Hände gelangte. In jeder meiner Veröffentlichungen über Kalkalgen habe ich das Fehlen einer modernen Darstellung der alttertiären Dasycladaceen beklagt und jetzt sehe ich, daß eine solche schon seit längerer Zeit vorliegt.

Nach den Mitteilungen der Verfasser kommen im Tertiär von Paris außer mehreren bisher nur durch ungenügende Reste vertretenen Formen folgende Arten vor: *Cymopolia (Polytripa) elongata* [Defr.], *C. (Karreria) Zitteli* n. sp., *Meminella larvarioides* n. g. n. sp., *Larvaria reticulata* Defr., *L. limbata* Defr., *L. fragilis* Defr., *L. auversiensis* n. sp., *L. filiformis* n. sp., *Neomeris (Decaisnella) annulata* Dickie, *N. (Vaginipora) fragilis* [Defr.], *N. (Vag.) scrobiculata* [Gümbel], *N. (Vag.) arenularia* Munier-Chalmas, *N. (Vag.) herouvalensis* Munier-Chalmas, *N. (Vag.)*

Courtyi n. sp., *Lemoinella geometrica* n. g. n. sp., *Dactylopora cylindracea* Lamarck, *Zittelina elegans* n. sp., *Digitella dactyloporoides* n. g. n. sp., *Jodotella veslensis* n. g. n. sp., *Acicularia (Acicularia) pavantina* d'Archiac, *A. (Briardina) Munieri* n. sp., *Clypeina marginoporella* Michelin, *C. digitata* [Parker et Jones], *Thyrsoporella cancellata* Gümbel, *Belzungia Borneti* L. Morellet, *Uteria encrinella* Michelin.

Eine stratigraphische Tabelle macht den Beschluß der Arbeit. Auf die besondere Eignung der Dasycladaceen für paläoklimatische Schlüsse wird mit Recht Gewicht gelegt.

Für die Diagnose der Gattungen und Arten muß auf die Originalarbeit verwiesen werden. Dagegen sei mir gestattet, hier einige Bemerkungen anzuschließen, die sich aus der Berücksichtigung der mesozoischen Dasycladaceen ergeben, welche den Morellet's ja nur sehr unvollständig bekannt sein konnten.

Die Gattungen sind im allgemeinen eng gefaßt, vielleicht teilweise zu eng. Besonders *Larvaria* und *Neomeris* sind nicht durch die Form irgend welcher Organe oder deren Zahl verschieden, sondern nur durch die Stellung des Sporangiums zu den sekundären Zweigen. Bei *Cymopolia* erkennen die Verf. demselben Merkmal nicht einmal spezifischen Wert zu. Auch bei den mesozoischen Formen hat sich erwiesen, daß die Stellung der Äste eine geringe systematische Bedeutung hat. Es schiene mir deshalb vorteilhafter, *Larvaria* nur als Untergattung von *Neomeris* aufzufassen, weil wir sonst in anderen Teilen der Familie eine allzuweit gehende Gattungszersplitterung durchführen müßten.

Auch die Trennung von Arten ist teilweise eine sehr weitgehende und — besonders bei *Neomeris* — auf bloße Skulpturmerkmale des Skelettes gegründete. Man müßte erst die Kalkhülle einer größeren Anzahl von Exemplaren derselben rezenten Spezies vergleichend untersuchen (was bisher nicht geschehen zu sein scheint), um beurteilen zu können, ob diese Skulpturen wirklich eine systematische Bedeutung haben. Bis auf weiteres ist mir dies etwas zweifelhaft. In den Beschreibungen sind wohl auch die unterscheidenden Merkmale der Arten oft zu wenig unterstrichen. Nur ausnahmsweise wird der Vergleich mit ähnlichen Formen ausdrücklich durchgeführt.

In einigen Fällen sind allerdings auch Formen zu einer Art vereinigt, deren Zusammengehörigkeit nicht sehr wahrscheinlich ist. Bezüglich der eocänen und rezenten Exemplare von *Neomeris annulata* hegen die Verf. selbst berechtigte Zweifel. Übrigens wäre diese Form, falls sie wirklich vom Alttertiär bis in die Gegenwart reicht, auf Grund der Priorität wohl *Neomeris eruca* zu nennen. Den von Svedelius vertretenen Standpunkt, daß es grundsätzlich „verwerflich" ist, rezente Gattungen oder Arten nach ihren fossilen Vertretern zu benennen, auch wenn diese zuerst beschrieben wurden, vermag ich nicht zu teilen.

Eine andere Art, die vermutlich etwas zu weit gefaßt ist, ist *Cymopolia elongata*. Carpenter's Fig. 29 auf Taf. 10 müßte z. B. außer-

ordentlich unrichtig sein, wenn die abgebildete Form der Rekonstruktion der Verf. in Textfig. 1 B entsprechen sollte. Es scheint mir viel wahrscheinlicher, daß wir es hier sogar mit einer anderen Gattung zu tun haben. Mit Gümbel's *Dactyloporella saccata* ist Carpenter's Abbildung nicht zu identifizieren. Es ist aber auch nicht ganz sicher, ob diese Art zu *Cymopolia elongata* zu ziehen ist. Nach der Angabe der Verf. ist die Stellung des Sporangiums (mitten zwischen den sekundären Zweigen oder seitlich aus dem Büschel hervorragend) innerhalb eines Individuums konstant.

Sehr wertvoll für das Verständnis der Beschreibungen sind die Rekonstruktionen einzelner Wirteläste, die die Autoren in den Textfiguren beibringen. Die Rindenzellen sind in diesen Zeichnungen wohl nur ganz schematisch angedeutet, denn in Wirklichkeit sind sie nie so klein, da sie ja im Leben zu einer einheitlichen Rinde zusammenschließen. Die Frage, ob die Zweige letzter Ordnung bei allen beschriebenen Gattungen phloiophor waren, wird nicht näher untersucht. Die Figuren machen es aber wahrscheinlich, daß dies nicht immer zutraf. Besonders *Meminella*, bei der die Poren auf der Spitze kleiner Kegel austreten, war ziemlich sicher noch trichophor und erscheint so als die unmittelbare phylogenetische Vorstufe von *Larvaria*. Diese Form der Poren ist auch ein guter Grund, die beiden Gattungen getrennt zu halten. Die Dicke der Kalkschale, auf die die Autoren sich bei der Diagnose von *Meminella* hauptsächlich stützen, wäre wohl kein genügender Gattungsunterschied. (Man vergleiche ihre große Veränderlichkeit innerhalb derselben Spezies bei *Teutloporella herculea*.)

Sehr merkwürdig sind die Sporangien von *Digitella*, die nach der Beschreibung und Abbildung ganz isoliert in der Kalkmasse zwischen den Ästen liegen. Es ist wohl anzunehmen, daß sie — wie bei allen anderen choristosporen Dasycladaceen — ursprünglich an einem Stiel saßen, der aber scheinbar später ebenso, wie der Zwischenraum zwischen den Sporen desselben Sporangiums, mit Kalk ausgefüllt wurde. Leider äußern sich die Autoren über diesen interessanten Punkt nicht.

Das System, dem die Darstellung folgt, ist das von Wille in den „Natürlichen Pflanzenfamilien" vorgeschlagene. Ich habe bei einer anderen Gelegenheit auseinandergesetzt, warum ich dieses auch bezüglich der rezenten Formen nicht für zutreffend halte (siehe Abhandl. Zool.-botan. Ges. Wien. **11**. Fasc. 2. 1920). Jedenfalls geht es aber nicht an, so ganz abweichend gebaute fossile Typen, wie etwa *Dactylopora*, einfach in die rezenten Unterfamilien hineinzuzwängen. Auf Grund der Einteilung, die ich a. a. O. für die mesozoischen und rezenten Gattungen vorgeschlagen habe, scheint mir folgende Gruppierung der in der besprochenen Arbeit beschriebenen Genera am entsprechendsten zu sein.

1. *Cymopolia* und *Neomeris* samt *Larvaria* verbleiben natürlich bei den Neomereen. Die vermutlich trichophore *Meminella* möchte ich ebenfalls hier einreihen, wodurch die Diagnose der Tribus eine Abänderung erfährt. Auch *Lemoinella* und *Jodotella*, die *Bornetella* wohl recht nahe steht, sind hier anzuschließen. Bezüglich *Uteria* ist nach der Zahl der

Poren auf der Innen- und Außenseite der Glieder kaum zweifelhaft, daß die Wirteläste sich nur einmal, aber in eine wechselnde Anzahl von Zweigen, teilten. Die Assimilatoren scheinen phloiophor gewesen zu sein. Unter diesen Umständen ist es am wahrscheinlichsten, daß auch diese Gattung zu den Neomereen gehört.

2. Über *Acicularia* ist nichts weiter zu bemerken. Ihre Stellung ist durch die Existenz einer rezenten Art ja gegeben. Dagegen ist die Einreihung von *Clypeina* bei den Acetabularien auch nach der neuen Darstellung ganz zweifelhaft. Von einer Corona oder von Haarrudimenten an der Basis der Sporangien scheint nichts beobachtet zu sein. Es könnte sich also ganz gut um den Rest irgend einer cladosporen Form aus einer anderen Gruppe von Dasycladaceen handeln, zumal die Poren gegen außen immer weit offen sind.

3. *Dactylopora* und *Digitella*, denen sich *Zittelina* wahrscheinlich anschließt, bilden eine eigene Untergruppe (Dactyloporeae). Sie sind durch den Mangel einer Verzweigung der Äste sehr weit von *Bornetella* verschieden und können unmöglich mit ihr zu einer Unterfamilie vereinigt werden, von der *Neomeris* etc. ausgeschlossen wären. Es ist kaum zweifelhaft, daß sie direkt auf den sehr ursprünglichen und langlebigen *Oligoporella*-Typus zurückgehen, der sich mit *Munieria* ja bis in die Kreide fortsetzt. Von den älteren Gattungen unterscheiden sich die tertiären nur durch die Ausbildung einer Rindenzelle statt eines Haares am Ende jedes Zweiges und durch die Entwicklung von eigenen Sporangien. Dieses letztere Merkmal ist neben der Existenz von *Physoporella* ein Beweis dafür, daß es cladospore oligoporellenähnliche Formen gegeben haben muß, wenn auch zweifelhaft bleibt, ob sie schon gefunden wurden.

4. Sehr merkwürdig und interessant sind *Thyrsoporella* und *Belzungia*. Auf den ersten Blick könnte man fast zweifeln, ob es sich hier überhaupt um Algen handelt, höchstwahrscheinlich ist dem aber doch so. Die Organisation ist wohl so zu deuten, daß alle Verzweigungen mit Ausnahme der terminalen fertil waren, woraus sich ihre gedrungene Form erklärt. Es ist dies der erste Fall, in dem sich die Existenz von Sporen in Zweigen höherer Ordnung mit großer Wahrscheinlichkeit behaupten läßt. Systematisch schließt sich *Thyrsoporella* enge an die Dasycladaceen und besonders an *Batophora* an. Der einzige wesentliche Unterschied ist der Ort der Sporenbildung. Es ist höchstwahrscheinlich, daß die rezente Gattung direkt von der tertiären abstammt, wenn auch die bisher gefundene fossile Art *Thyrsoporella cancellata* in der gelegentlich auftretenden Gabelung des Thallus vielleicht eine einseitige Spezialisation aufweist. Die perannulate *Belzungia* gehört einem von *Thyrsoporella* ausgehenden Seitenast des Stammbaumes an. Es geht wohl ohne weiteres an, die beiden tertiären Gattungen bei den Coniporeae einzureihen.

In einer Anmerkung kommen die Verf. auf *Ovulites* zu sprechen. Mit Recht lehnen sie seine Zurechnung zu den Dasycladaceen ab. Wenn sie aber auch die von Munier-Chalmas behauptete Zugehörigkeit zu den Codiaceen nicht gelten lassen, vermag ich ihnen nicht zu folgen. Meine

Auffassung von diesem Fossil ist kurz folgende: Der Stoffwechsel des Thallus durch die Kalkhülle hindurch wird bei den Codiaceen durch zwei verschiedene Einrichtungen bewirkt. Bei den nur schwach inkrustierten Formen ist die Kalkhülle einfach von feinen Poren durchsetzt. Dies gilt auch für *Penicillus*. Die stark verkalkten Arten dagegen entsenden zahlreiche kurze Ausstülpungen der den Thallus aufbauenden Schläuche durch die Kalkhülle bis an deren Oberfläche. Diesem Typus gehörte *Ovulites* an, der sich von *Penicillus* also nur durch eine stärkere Inkrustation und die dadurch bedingte Verschiedenheit in der Beschaffenheit der Assimilationsorgane unterscheidet. Ob beide direkt miteinander verwandt sind, läßt sich wohl nicht entscheiden. Bei *Udotea* kommen Arten mit und ohne Ausstülpungen der Zellschläuche vor. Jedenfalls ist es besser, *Ovulites* als eigene Gattung aufrecht zu halten. Es ist aber sehr wahrscheinlich, daß er zu den Codiaceen gehört.

Die drei technisch sehr schönen photographischen Tafeln, die die Arbeit begleiten, geben gute Habitusbilder der beschriebenen Fossilien. Über die Anatomie der Schale ist wenig aus ihnen zu entnehmen. In dieser Hinsicht ist man auf die Beschreibung und die Rekonstruktionen angewiesen. Es wäre vielleicht nicht schlecht gewesen, kleine Teile des Skelettes, besonders Bruchflächen, in größerem Maßstab wiederzugeben, sei es photographisch, sei es nach Zeichnungen. Auch etwas mehr Zahlenangaben, über den Abstand der Wirtel, den Durchmesser der einzelnen Organe etc. wären erwünscht.

Wenn das vorstehende Referat großenteils kritisch gehalten ist, so sollte damit gewiß die besprochene Arbeit nicht herabgesetzt werden. Es war für die Verf. ja ganz unmöglich, auf Grund der damaligen Kenntnis der mesozoischen verticillierten Siphoneen die phylogenetischen und systematischen Zusammenhänge so aufzufassen, wie sie uns heute erscheinen. Sie haben durch ihre sorgfältige und gediegene Arbeit der Wissenschaft und nicht zum wenigsten dem Ref. einen sehr wertvollen Dienst geleistet.

J. Pia.

A. P. Coleman: Paleobotany and the Earth's Early History. (Am. Journ. Sci. **5**. Ser. I. 1921. 315—319.)

Knowlton glaubte, aus der Betrachtung der fossilen Pflanzen den Schluß ziehen zu dürfen, daß das Klima der älteren geologischen Perioden relativ feucht, heiß und gleichmäßig gewesen ist. Sehr mit Recht weist aber Verf. darauf hin, daß es eine Anzahl von Momenten gibt, die erkennen lassen, daß es auch damals schon Trocken- wie Kälteperioden und einen Wechsel der Jahreszeiten gegeben haben muß, wenn diese auch in den fossilen Floren keine Spuren hinterlassen haben mögen. Ergänzend sei dazu bemerkt, daß eine sorgfältige Betrachtung der fossilen Floren allein schon genügt, um den Standpunkt Knowlton's in vielem zu widerlegen.

Kräusel.

P. Menzel: Über hessische fossile Pflanzenreste. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. f. 1920. **41**. Teil I. 1921. 340—391. Taf. 14—18.)

Im ersten Teil werden einige Lokalfloren beschrieben, die auf ein miocänes Alter der Braunkohle von Kesselwalde, von Frielendorf usw. deuten. Es handelt sich dabei in der Regel um weit verbreitete Tertiärtypen wie *Cinnamomum Scheuchzeri* Heer, *Acer crenatifolium* v. Ett. Zahlreiche der Gattung nach unsichere Reste werden in den „Sammelgattungen" *Myrsinophyllum* und *Laurophyllum* untergebracht, leider wird aber auch bei gänzlich undeutbaren Resten wie „*Carpolithes circumcinctus*" auf eine Benennung nicht verzichtet. Neben bekannten Tertiärfossilien wie *Folliculites Kaltennordheimensis*, nach Verf. nicht zu *Stratiotes*, sondern zu den Anacardiaceen gehörend, und *Castanopsis Schmidtianum* (Gein.) Kräusel u. a. finden sich auch neue Formen, die zu *Cyclobalanopsis*, *Styrax* und *Viburnum* gestellt werden. Diese Bestimmungen gründen sich auf sorgfältige Vergleiche mit lebenden Pflanzen. Da auch die fossilen „Arten" der älteren Autoren eingehend berücksichtigt sind, bietet die Arbeit einen wertvollen Beitrag für eine künftige Revision unserer Tertiärflora.

Die im letzten Teil behandelten Reste aus dem Rötel von Lendorf gehören meist zu *Salix cinerea* L. und *Potentilla fruticosa* L.; die Schichten sind danach nicht älter als diluvial. **Kräusel.**

G. Erdtman: Two new species of mesozoic Equisetales. (Arkiv för Botanik. **17**. 1921. 6 p. 1 Taf.)

Equisetites intermedius n. sp. aus dem Rhät von Scanio zeigt starke Anklänge an die lebenden Equisetaceen. Nur die Sporenform konnte nicht ermittelt werden, im übrigen waren alle Teile der Pflanze erhalten. Es ist die erste fossile Form, bei der wie bei den lebenden die Zahl der quirlständigen Blätter mit der der Achsengefäßstränge übereinstimmt. Bei *Neocalamites Nathorstii* n. sp. (Jura, Whitby) ist diese dagegen größer. **Kräusel.**

P. H. Fritel: Sur la présence des genres *Gangamopteris* M'Cov. et *Schizoneura* Schimp. et Moug., dans les grès de l'Ankazomanga (Madagascar). (Compt. Rend. Acad. Paris. **171**. 1920. 963—965.)

—: Sur la présence des genres *Phragmites* Trin. et *Nephrodium* L.-C. Rich., dans les argiles pleistocènes de Benenitra (Madagascar). (Compt. Rend. Acad. Paris. **171**. 1920. 1389.)

Fossile Pflanzenreste aus dem Südosten der Insel gehören zumeist zu *Gangamopteris major* und *G. cyclopteroides* Feistm. Sie waren bisher nur aus Schichten bekannt, die reich an Steinkohle sind und an der Grenze von Carbon und Perm liegen. Der Fund ist ein weiterer Beweis für die

enge Beziehung, die im Paläozoicum zwischen der Flora der Ost- und Westhalbkugel der Erde bestand.

Aus pleistocänen Schichten gibt weiter Fritel *Phragmites communis* L. und *Nephrodium unitum* R. Br. an, die beide noch heute auf der Insel vorkommen. Die heutige Verbreitung beider Arten und ihr Nachweis im Quartär Madagaskars sprechen nach Fritel dafür, daß im Quartär eine Landverbindung zum afrikanischen Festland bestanden hat. **Kräusel.**

E. W. Berry: A *Pseudocycas* from British Columbia. (Am. Journ. Sci. **5**. Ser. II. 1921. 183—186. 1 Textfig.)

Pseudocycas unjiga (Dawson) Berry (Cenoman) steht den Nathorstschen Arten *Ps. pumilio* und *insignis* (Kreide, Grönland) nahe.

Kräusel.

E. W. Berry: A *Potamogeton* from the Upper Cretaceous. (Am. Journ. Sci. 1921. **5**. Ser. I. 420—422. 3 Fig.)

Während die bisher beschriebenen fossilen *Potamogeton*-Reste oft recht zweifelhafter Natur sind, scheint *P. perryi* (der oberen Kreide des Mississippibeckens) richtig bestimmt zu sein, die Gattung also bis in die Kreide zurückzugehen. **Kräusel.**

R. W. Chaney: A Fossil Flora from the Puenta Formation of the Monterey Group. (Am. Journ. Sci. **5**. Ser. II. 1921. 90—92.)

Die kleine Arbeit brauchte nicht erwähnt zu werden, wenn sie nicht typisch wäre für die Art, wie manche Autoren bei der „Bestimmung" fossiler Pflanzen glauben verfahren zu dürfen. Es wird einfach eine Liste der gefundenen Arten (Blütenpflanzen, zwei sollen zu den lebenden marinen Algen *Desmerestia* und *Lessonia* zu stellen sein!) gegeben und daran Betrachtungen über die Zusammensetzung der als miocän angesehenen Flora angeschlossen. Weder Bild noch Beschreibung erlauben es, dazu irgendwie Stellung zu nehmen. Muß noch immer betont werden, daß derartige Arbeiten von recht geringem Wert sind? **Kräusel.**

Stevens, N. F.: Two Petrified Palms from Interior North America. (Am. Journ. Sci. **5**. Ser. I. 1921. 431—443. 16 Fig.)

C. C. Forsaith: A Report on some Allocthonous Peat Deposits of Florida. (Botan. Gazette. **63**. 1917. 190 u. f. 2 Taf.)

Durch mikroskopische Untersuchung rezenter organogener Ablagerungen glaubt Verf. die Streitfrage nach der Entstehung der Steinkohlenlager

lösen zu können. Die Mehrzahl der rezenten Bildungen ist nach ihm allochthon; dafür gibt es gewisse mikroskopische Kennzeichen, wie das Auftreten von Sporen, zersetzten Resten höherer Pflanzen und dergl. Da nun die verschiedensten Kohlenarten eine ähnliche Struktur besitzen, ergibt sich, daß die Mehrzahl unserer Kohlenablagerungen nicht die allmähliche Anhäufung zahlreicher Pflanzengenerationen auf einem Sumpfboden darstellen, sondern durch allmähliche Sedimentation von Pflanzenresten und kleinen Organismen in offenem Wasser entstanden sind.

Für gewisse Kohlenarten (Cannelkohle, Tasmanit) bezweifelt das schon längst niemand mehr. Im übrigen macht sich Forsaith den Beweis aber doch zu leicht. Denn aus dem gelegentlichen Vorkommen von Sporen und Pflanzentrümmern kann man nicht ohne weiteres auf Allochthonie schließen. Sie finden sich z. B. auch im autochthonen Torf sehr häufig. Die Beweiskraft der für viele Steinkohlenlager so charakteristischen Stigmarienwurzelböden glaubt Forsaith mit der Bemerkung abtun zu können, daß sich Stigmarien auch in der Cannelkohle finden, aber er übersieht dabei, daß es sich eben nicht um das Vorkommen einzelner Stücke handelt, sondern um typische Wurzelböden. Wir haben danach keine Veranlassung, unsere Anschauungen über die Entstehung der Kohlenlager zu revidieren.

Kräusel.

Holtedahl: On the Occurrence of Structures like Walcott's Algonkian Algae in the Permian of England. (Am. Journ. Sci. 1921. 5. Ser. I. 195—206. 8 Fig.)

Im paläozoischen Dolomit kommen oft eigenartige Strukturen („Cryptozoon") vor, die von Walcott als Algen gedeutet worden sind. Er beschreibt aus dem Präcambrium Nordamerikas eine ganze Anzahl verschiedener „Arten" und „Gattungen". Da nun die gleichen Gebilde z. B. auch im Perm Englands auftreten und zahlreiche Übergänge zwischen den einzelnen „Gattungen" vorhanden sind, kommt Holtedahl mit Recht zu dem Ergebnis, daß es sich um sekundär entstandene Strukturen handelt.

Kräusel.

Yabe, H. and S. Endô: Discovery of Stems of Calamites from the Palaeozoic of Japan. (Sc. Rep. Tohoku J. Univ. 1921. 5. 93—95. 1 Fig. 1 Taf.)

A. Wurm: Zur Geologie von Ostmazedonien.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele) in Stuttgart.

Soeben erschien:

Die Geologie von Niederländ.-Indien

nebst einem kurzen Anhang:

Die Geologie der Philippinen

Gemeinfaßlich dargestellt von

E. Landenberger

Gr. 8°. 216 Seiten mit 12 geologisch-geographischen Charakterbildern auf Taf. I—VI und 5 geologischen Karten auf Taf. VII—XI.

Dieses Buch stellt eine kurze Zusammenfassung, ein Kompendium mehrerer über die Geologie von Niederl.-Indien erschienenen Arbeiten dar und ermöglicht dadurch einen klaren Überblick über den Stand der geol. Forschung in diesen Gebieten. Für deren fernere wissenschaftliche und wirtschaftliche Erschließung ist das Buch unerläßlich und kein Erforscher dieser auch geologisch so wichtigen Gegenden, kein Eingesessener, kein Reisender in und nach Niederl.-Indien wird es entbehren können.

Die Grundlagen der Deckentheorie in den Alpen

von Dr. **Serge von Bubnoff.**

Groß 8°. 150 Seiten mit 45 Textfiguren.

Das Schwergewicht der Betrachtung liegt mit Recht auf der Methodik und der kritischen Untersuchung der Grundmauern des großartigen Gedankengebäudes. .... In kühler Objektivität wird die Studie all den gegensätzlichen Auffassungen nach Möglichkeit gleichmäßig gerecht und weiß den Leser ebenfalls von allen Seiten an den Stoff heranzuführen, der nur so in seiner ganzen Plastik erfaßbar ist. Prof. Dr. E. Hennig.

(Centralbl. f. Min. etc. 1921, No. 14.)

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele) in Stuttgart.

Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

Beilage-Band XLV Heft 2.

Mit Taf. II—X, 7 Figuren im Text und als Textbeilagen.

Wanner, J.: Beiträge zur Geologie und Geographie von Nordost-Borneo. (Mit 20 Karten und 4 Profilskizzen [Taf. II—V].) 64 S.

Freyberg, B. v.: Der Aufbau des unteren Wellenkalks im Thüringer Becken. (Mit Taf. VI—X und 5 Textfiguren.) 60 S.

Eitel, Wilhelm: Untersuchungen über magmatische Vielstoffsysteme. II. [Schluß folgt.] (Mit 21 Figuren im Text und als Textbeilagen.) 35 S.

= Ausgegeben am 3. Dezember 1921. =

Beilage-Band XLV Heft 3.

Mit Taf. XI—XV und 2 Textfiguren.

Eitel, Wilhelm: Untersuchungen über magmatische Vielstoffsysteme. II. [Schluß.] (Mit 21 Figuren im Text und als Textbeilagen.) 111 S.

Leidhold, Cl.: Rhynchonella Doederleini Davids., eine kritische Brachiopodenuntersuchung. (Mit Taf. XI—XV und 1 Textfigur.) 47 S.

= Ausgegeben am 4. März 1922. =

Beilage-Band XLVI Heft 1.

Mit Taf. I, 1 Textfigur und 3 Profilen.

Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Bonn.

35. R. Brauns: Die phonolithischen Gesteine des Laacher Seegebietes und ihre Beziehungen zu anderen Gesteinen dieses Gebietes. (Mit Taf. I und 1 Textfigur.) 116 S.

Lutzeier †, H.: Beiträge zur Kenntnis der Meeresmolasse in der Ulmer Gegend. (Mit 3 Profilen.) 64 S.

= Ausgegeben am 20. Mai 1922. =

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele) in Stuttgart.
Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

891

SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
3 9088 01369 0854